

**Thema der Dissertation:**

**Auswertung von ICESat-Laseraltimeterdaten zur Untersuchung  
glaziologischer Fragestellungen in polaren Gebieten**

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

an der Fakultät Umweltwissenschaften  
der Technischen Universität Dresden

vorgelegt von

**Dipl.-Ing. Heiko Ewert**

geboren am 07.11.1977 in Weimar (Thüringen)

Gutachter:

Herr Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich  
Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie

Frau Prof. Dr. Angelika Humbert  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven, Sektion Glaziologie

Herr Prof. Dr. habil. Hans-Gerd Maas  
Technische Universität Dresden, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung

Tag der Einreichung: 14.02.2013

Tag der mündlichen Prüfung: 06.05.2013

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten, ergänzten und von den Gutachtern genehmigten Version der Originaldissertation:

„Auswertung von ICESat-Laseraltimeterdaten zur Untersuchung glaziologischer Fragestellungen in polaren Gebieten“

Heiko Ewert

Dresden, den 18. Juni 2013

## Dank

Mein herzlicher Dank gilt zunächst Herrn Professor Reinhard Dietrich für die Möglichkeit der Promotion am Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden. Er betreute meine Arbeit an der Dissertation über viele Jahre hinweg und wirkte dabei stets motivierend. Seine Hinweise und Ratschläge haben wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Die abwechslungsreiche wissenschaftliche Tätigkeit, meine Teilnahme an Expeditionen nach Grönland und Antarktika haben mich sehr geprägt und werden mir immer in positiver Erinnerung bleiben.

Weiterhin danke ich Frau Professorin Angelika Humbert und Herrn Professor Hans-Gerd Maas für die Übernahme der weiteren Gutachten und Ihre wertvollen Anmerkungen, welche diese Arbeit ebenfalls bereichert haben.

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen verschiedener Projekte sowie in der Zeit meines Stipendiats für die Graduiertenförderung. Ein Dank gilt deshalb ebenfalls dem Freistaat Sachsen, der mich durch ein gewährtes Sächsisches Landesstipendium in den ersten 3 Jahren meiner Arbeit an der Dissertation finanziell unterstützte.

Ganz besonderer Dank gilt allen Mitarbeitern des Instituts für das kollegiale und freundschaftliche Arbeitsklima. Nicht zuletzt haben anregende Fachdiskussionen zum Gelingen der Arbeit beigetragen. Hier danke ich speziell Marita Scheller, Andreas Richter, Michael Bäckler und Ralf Rosenau. Mirko Scheinert und Andreas Groh übernahmen die Durchsicht der Arbeit und gaben mir wichtige Hinweise. Auch hierfür vielen Dank.

Der größte Dank gilt meiner Ehefrau Katrin und meinem Sohn Johannes sowie meinen Eltern und Schwiegereltern. Sie haben mich viele Jahre bei meinen familiären Aufgaben unterstützt und mich dennoch immer wieder darin bestärkt, weiter meinen Weg zu gehen. Es erfüllt mich mit Trauer, dass mein Vater die Fertigstellung dieser Arbeit nicht mehr erleben durfte.

## Kurzfassung

Mit der Mission des *Ice, Cloud and Land Elevation Satellite* (ICESat) gelangte erstmals ein Laseraltimetersystem in einen erdgebundenen Orbit. Die vorliegende Arbeit verdeutlicht anhand von drei verschiedenen Anwendungen das Potenzial dieser Altimeterdaten zur Überwachung des Antarktischen und des Grönländischen Eisschildes. Beide Schilde bilden ein Schlüsselglied im globalen Klimasystem der Erde.

In einem ersten Hauptabschnitt werden die ICESat-Altimeterdaten für das Gebiet des Lake Vostok, des größten Vertreters subglazialer Seen in der Antarktis, untersucht. Dieses Gebiet eignet sich durch die Höhenstabilität des über dem See liegenden Eisschildes insbesondere als Validierungsgebiet für Altimeterdaten. Diese werden hinsichtlich der zwischen den Lasern auftretenden Offsets umfassend analysiert. Die ermittelten Offsets variieren in einem Bereich zwischen  $-7,5$  und  $+13,9$  cm und erreichen damit die angestrebte Messgenauigkeit der Mission. Im Hinblick auf eine Bestimmung von zeitlich linearen Höhenänderungen der Eisschilde stellen sie den größten genauigkeits-limitierenden Faktor dar. Aus den um die Offsets korrigierten Altimeterdaten wird ein rasterförmiges Topographiemodell der Eisoberfläche erstellt. Dieses wird umfassend untersucht. Im Anschluss werden glaziologische Anwendungen vorgestellt, für welche das Topographiemodell eine zentrale Grundlage bildet. Unter anderem erfolgt in der Kombination mit Eisdicken- und Geoidinformationen der Nachweis, dass sich das Eis über dem See im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Im Zuge dieser Untersuchung wird aber auch deutlich, dass an einigen Stellen des Sees das Gleichgewicht verletzt wird. Mögliche Ursachen hierfür werden näher untersucht und eingehend diskutiert.

Für den Grönländischen Eisschild erfolgt die Analyse der um die Laseroffsets korrigierten Altimeterdaten zur Ableitung zeitlich linearer Höhenänderungen. Die methodische Basis hierfür bildet eine Wiederholspuranalyse der Altimeterdaten. Zur Minimierung des Einflusses der lokalen Topographie und zur besseren Separation der saisonalen Höhenvariation werden die korrespondierenden Altimetermessungen entlang der Referenzspuren an ein drei-komponentiges mathematisches Modell durch Ausgleichung bestmöglich angepasst. Die für den ICESat-Missionszeitraum bestimmte mittlere Höhenrate des Eisschildes beträgt  $-13,0 \pm 0,5 \text{ cm a}^{-1}$ . Die stärkste Höhenabnahme verzeichnet der Eisschild in den westlichen und südöstlichen küstennahen Randbereichen. Unter Verwendung der Eisdichte für die Volumen-Massen-Umrechnung entspricht dies einer Massenänderung von  $-209,5 \pm 35,6 \text{ Gt a}^{-1}$ . Dies entspricht einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von  $+0,6 \pm 0,1 \text{ mm a}^{-1}$ .

In einer dritten Anwendung werden die ICESat-Altimeterdaten über dem Amery-Schelfeises untersucht. Es wird eine Methodik vorgestellt, welche auf der Kreuzkorrelation von Höhenprofilen verschiedener Epochen beruht und zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten des Schelfeises dient. Der entwickelte Ansatz wird auf die ICESat-Referenzspur 49 angewendet. Sie verläuft entlang der zentralen Achse des Schelfeises. Im Bereich zwischen  $-71,6$  und  $-70,1^\circ$  Breite wächst die Fließgeschwindigkeit von  $+0,83 \pm 0,09 \text{ m d}^{-1}$  auf  $+1,02 \pm 0,06 \text{ m d}^{-1}$  an. Das Ergebnis steht im Einklang mit einem unabhängigen Geschwindigkeitsmodell, welches zur Validierung herangezogen wurde.



## Summary

The Ice, Cloud and Land Elevation Satellite (ICESat) was the first Earth-orbiting laser altimeter mission in space. The following work is dedicated to the ICESat-altimetry data in order to demonstrate their full potential for the investigation of glaciological implications in polar regions. The primary science objective of the mission was to focus on the mass balances of the Greenland Ice Sheet and the Antarctic Ice Sheet. Both of them play a key role in the Earth's climate system.

Firstly, the ICESat elevation profiles covering the Lake Vostok region are analysed in more detail. The Lake Vostok is the largest known subglacial lake in Antarctica to date. Due to a fast and strong degradation of the laser energy, the ICESat elevation measurements are affected by offsets. The estimated offsets between the laser operational periods vary between  $-7,5$  und  $+13,9$  cm. Therefore, they can't be neglected in the view of precise mass change determinations for ice sheets. In addition, a Digital Elevation Model (DEM) of the ice surface topography is generated on the basis of the adjusted elevation profiles. The DEM is analysed in more detail. Furthermore, the DEM forms the basis for the investigation of glaciological implications. In combination with an ice-thickness model and a regional geoid model the hydrostatic equilibrium condition is evaluated. It turns out, that the ice sheet covering the lake fulfils the hydrostatic equilibrium condition within  $\pm 1$  m for large parts of the lake. Beside this, positive and negative deviations are found in the northern and southern part of the lake.

Secondly, ice surface height changes and their temporal variations are inferred for the Greenland ice sheet. This investigation is based on a refined repeat-track analysis in order to exploit the full potential of ICESat's altimetry data. To reduce the influence of the local topography corresponding measurements along the track are fitted to a mathematical model, consisting of three components. For the entire ice sheet a mean surface height trend of  $-13,0 \pm 0,5 \text{ cm a}^{-1}$  is determined. The largest changes are identified at the coastal margins of the ice sheet. Using the ice surface height changes long-term volume- and mass-change rates are inferred. For this purpose the density of pure ice is used for the volume-mass-conversion. The overall long-term mass change rate amounts to  $-209,5 \pm 35,6 \text{ Gt a}^{-1}$ . This is equivalent to an eustatic sea level rise of  $+0,6 \pm 0,1 \text{ mm a}^{-1}$ .

A third approach analyses ICESat elevation profiles over the Amery ice shelf. The method is based on a cross-correlation analysis of different ICESat repeat cycle in order to determine the ice flow velocity along the track. This method is applied to reference track 49. The investigation reveals that between  $71,7^\circ \text{ S}$  and  $70,1^\circ \text{ S}$  along the reference track, the ice-flow velocity increases from about  $+0,83 \pm 0,09 \text{ m d}^{-1}$  to  $+1,02 \pm 0,06 \text{ m d}^{-1}$ . These results are in general good agreement with velocities derived from an independent velocity field.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>IX</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>XIII</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>XV</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Geowissenschaftliche und mathematische Grundlagen</b>	<b>3</b>
2.1 Die Kryosphäre der Erde . . . . .	3
2.1.1 Der Antarktische Eisschild . . . . .	4
2.1.2 Der Grönländische Eisschild . . . . .	5
2.2 Die Massenbilanz der Eisschilde . . . . .	5
2.2.1 Die Budget-Methode . . . . .	7
2.2.2 Die gravimetrische Methode . . . . .	9
2.2.3 Die geodätische Methode . . . . .	9
2.3 Die Satellitenaltimetrie . . . . .	10
2.3.1 Das Messprinzip . . . . .	10
2.3.2 Einflussfaktoren auf die Altimetermessung . . . . .	11
2.4 Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate . . . . .	13
<b>3 Die ICESat-Laseraltimetermission</b>	<b>16</b>
3.1 Das Missionskonzept . . . . .	16
3.2 Missionsverlauf und vorliegende Daten . . . . .	17
3.3 Fehlerbudget der ICESat-Altimetermessungen . . . . .	18
3.4 Voranalyse der Altimeterdaten auf Basis der Zusatzinformationen . . . . .	20
<b>4 Topographiemodell des Lake Vostok</b>	<b>22</b>
4.1 Lake Vostok – Lage, Entdeckung und Stand der Forschung . . . . .	22
4.2 Methodik – die regionale Kreuzungspunktanalyse . . . . .	23
4.2.1 Höhendifferenzen der Kreuzungspunkte . . . . .	24
4.2.2 Minimierungsansatz zur Ermittlung radialer Fehler der Altimetermessungen . . . . .	26
4.3 Ergebnisse . . . . .	30
4.3.1 Bestimmung von Offsets für individuelle Höhenprofile . . . . .	31
4.3.2 Bestimmung von Offsets für Laserarbeitszeiträume . . . . .	32
4.3.3 Das Höhenmodell der Eisoberflächentopographie . . . . .	36
4.4 Schlussfolgerungen . . . . .	47
4.5 Glaziologische Anwendungen des Höhenmodells der Eisoberfläche . . . . .	49
4.5.1 Analyse der Eisoberfläche hinsichtlich glaziologischer Strukturen . . . . .	49
4.5.2 Das hydrostatische Gleichgewicht des Lake Vostok . . . . .	50
<b>5 Lineare Oberflächenhöhenänderungen des Grönländischen Eisschilds</b>	<b>56</b>
5.1 Methodik – Wiederholspuranalyse . . . . .	56

---

5.1.1	Analyse korrespondierender Altimetermessungen entlang der Referenzspuren .	57
5.1.2	Modellbildung zur Ableitung von Änderungen der Eisoberflächenhöhen . . . .	58
5.1.3	Untersuchungen zum Modellansatz . . . . .	61
5.1.4	Erstellung von Gittermodellen der geschätzten Parameter . . . . .	62
5.2	Ergebnisse . . . . .	63
5.2.1	Analyse des Modellansatzes . . . . .	63
5.2.2	Räumliches und zeitliches Muster der saisonalen Oberflächenhöhenvariation .	69
5.2.3	Höhenmodell des Eisschildes . . . . .	69
5.2.4	Zeitlich lineare Oberflächenhöhen-, Volumen- und Massenänderungen . . . .	75
5.3	Schlussfolgerungen . . . . .	85
<b>6</b>	<b>Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten am Beispiel des Amery-Schelfeises</b>	<b>87</b>
6.1	Das Amery-Schelfeis . . . . .	87
6.2	Methodik . . . . .	88
6.2.1	Ermittlung der Topographieverschiebung und Ableitung der Fließgeschwindigkeit des Eises . . . . .	89
6.3	Ergebnisse . . . . .	91
6.3.1	Kreuzkorrelation der Höhenprofile . . . . .	92
6.3.2	Fließgeschwindigkeiten . . . . .	95
6.3.3	Validierung . . . . .	97
6.4	Schlussfolgerungen . . . . .	99
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>100</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>103</b>

# Abbildungsverzeichnis

2.1	a) Übersichtskarte Grönlands. b) Antarktischer Kontinent sowie seine angrenzenden Meere und Ozeane. . . . .	4
2.2	Vertikaler Schnitt durch einen kontinentalen Eisschild mit schematischer Darstellung des Weges (gestrichelte Linie) eines Eispartikels (Stern) aufgrund des dynamischen Eisflusses nach Weidick und Bennike [2007] (verändert und erweitert). . . . .	6
2.3	Zusammenhang zwischen der vom Altimeter gemessenen Flughöhe über Grund (R), der ellipsoidischen Orbithöhe (h) sowie der ellipsoidischen Höhe (H) der vom Altimetersignal ausgeleuchteten Fläche auf dem Erdboden. . . . .	10
3.1	a) Zusammenstellung der Laserarbeitszeiträume (2A bis 2F) des 91-Tage-Wiederholorbits und der von ihnen abgedeckten Referenzspuren, für welche das GLAS Altimeterdaten lieferte. b) Die Zeitskala gibt eine Übersicht der Verteilung aller Laserarbeitszeiträume (1A bis 2F). . . . .	18
4.1	Ausschnitt des Gebiets des subglazialen Lake Vostok aus dem SAR-Mosaik des kanadischen Satelliten Radarsat-1 [Jezek und product team 2002]. . . . .	22
4.2	a) Globales Muster der Referenzspuren des 8-Tage-Wiederholorbits der ICESat-Mission. b) Höhendifferenz am Kreuzungspunkt zweier sich schneidender Höhenprofile. c) Interpolation innerhalb des Höhenprofils einer Satellitenspur an der Position des zuvor ermittelten Kreuzungspunkts. . . . .	25
4.3	Satellitenkonfiguration von jeweils drei auf- und absteigenden Subsatellitenspuren mit ihren Kreuzungspunkten. . . . .	29
4.4	Räumliche Verteilung der auf- und absteigenden ICESat-Spuren im Untersuchungsgebiet. . . . .	30
4.5	Histogramme der Kreuzungspunktdifferenzen ( $\Delta h$ ) der Höhenprofile vor (a) und nach (b) der Minimierung auf Basis der regionalen Kreuzungspunktanalyse für individuelle Höhenprofile (L1). . . . .	31
4.6	Histogramme der Kreuzungspunktdifferenzen ( $\Delta h$ ) der Höhenprofile vor (a) und nach (b) der Minimierung auf Basis der regionalen Kreuzungspunktanalyse für Laserarbeitszeiträume (L2). . . . .	32
4.7	a) Bestimmte Offsets der Laserarbeitsperioden (L2). b) Vergleich der Lösung verschiedener Publikationen. . . . .	34
4.8	Matrix der Korrelation (a) und ihrer korrespondierenden Signifikanz (b) zwischen den Offsetlösungen verschiedener Publikationen. . . . .	36
4.9	Höhenmodell der Eisoberfläche des Lake-Vostok-Gebiets. . . . .	37
4.10	Profile der Höhendifferenzen (DHM minus ICESat-Höhenprofil) als Funktion der ellipsoidischen Breite für vier ICESat-Referenzspuren. . . . .	39
4.11	Ergebnis der Spektralanalyse für den Profilabschnitt des Seebereichs der Wiederholspur 443. . . . .	40
4.12	Wie Abbildung 4.11, jedoch für einen Profilabschnitt der außerhalb des Seebereichs gelegenen Wiederholspur 339. . . . .	41

4.13 a) Übersicht der auf dem See installierten und beobachteten Messpunkte. b) Histogramm der Höhendifferenz (ICESat-DHM minus GPS-Höhen). c) Darstellung der Höhendifferenzen als Funktion der Entfernung zur nächstgelegenen ICESat-Referenzspur. . . . .	42
4.14 ICESat-basiertes (a) und ERS1-basiertes (b) Höhenmodell [Roemer u. a. 2007] sowie deren Differenz (c). . . . .	46
4.15 Höhenmodell der Eisoberfläche (a) der Lake-Vostok-Region sowie einer Tiefpassgefilterten Variante (b). . . . .	50
4.16 Eisdicken- (a) und regional verbessertes Geoidmodell (b) des Lake-Vostok-Gebiets. .	51
4.17 a) Die hydrostatische Gleichgewichtsbedingung für den Fall eines im Wasser schwimmenden Eisbergs. b) Vertikalschnitt durch den Lake Vostok und den darüberliegenden Eisschild zur Darstellung der für die hydrostatische Gleichgewichtsprüfung angenommenen geometrischen Verhältnisse. . . . .	52
4.18 Darstellung der metrischen Abweichung vom hydrostatischen Gleichgewicht. . . . .	54
5.1 a) Schematische Darstellung einer ICESat-Referenzspur. b) Schematische Darstellung des Ansatzes zur Erstellung der Wiederholspurprofile. . . . .	57
5.2 Mathematisches Modell zur Beschreibung der lokalen Topographie. . . . .	60
5.3 Darstellung einer optimalen und ungünstigen zeitlich-räumlichen Verteilung der Altimetermessung innerhalb einer Box. . . . .	61
5.4 Übersichtskarte des Grönländischen Eisschildes mit dem Verteilungsmuster (blau) der auf- und absteigenden ICESat-Referenzspuren. . . . .	64
5.5 Darstellung der Korrelation der einzelnen Modellparameter (oben) mit der linearen Höhenrate, der im Zuge der Ausgleichung erhaltenen empirischen Varianz der Gewichtseinheit (Mitte) und des Indexes der zeitlich-räumlichen Spurverteilung (unten) entlang der Referenzspur 2. . . . .	65
5.6 Räumliches Verteilungsmuster der Korrelationskoeffizienten der einzelnen Modellkomponenten mit der zu ermittelnden zeitlich linearen Höhenrate. . . . .	66
5.7 Darstellung der räumlichen Verteilungsmuster der im Zuge der Modellschätzungen erhaltenen empirischen Varianz der Gewichtseinheit $\hat{\sigma}_0$ (a) und des Indexes ( $Index_Y$ ) (b) zur Beurteilung der zeitlich-räumlichen Durchmischung der einzelnen, wiederholt gemessenen Höhenprofile entlang der Referenzspur sowie ihrer relativen Häufigkeitsverteilung. . . . .	67
5.8 Streudiagramm der ermittelten Höhenraten der sich kreuzenden Referenzspuren. . .	68
5.9 Darstellung der saisonalen Höhenvariation der Eisoberfläche der einzelnen Arbeitszeiträume des 91-Tage-Wiederholorbits. . . . .	70
5.10 Höhenmodell (a) und korrespondierende Unsicherheiten (b) des Grönländischen Eisschildes auf Basis der ICESat-Altimeterdaten. . . . .	71
5.11 Vergleich des im Zuge dieser Arbeit generierten Höhenmodells der Eisoberfläche (a) mit dem von Ekholm [1996] publizierten Modells (b), welches auf einem hybriden Datensatz erstellt wurde. . . . .	73
5.12 Gegenüberstellung des im Zuge dieser Arbeit generierten Höhenmodells der Eisoberfläche (a) mit dem von DiMarzio u. a. [2007] publizierten Modells (b). . . . .	75

5.13	Zeitlich lineare Höhenraten (a) des Grönländischen Eisschilds und ihre korrespondierenden Unsicherheiten (b). c) Anzahl der innerhalb einer Gitterzelle der polarstereographischen Ebene liegenden Modellschätzungen. . . . .	76
5.14	Höhenraten der Eisoberfläche im unmittelbaren Einzugsgebiet des Jakobshavn Isbræ. . . . .	78
5.15	Ermittelte lineare Massenänderungen für die sechs Einzugsgebiete und den gesamten Grönländischen Eisschild. . . . .	80
5.16	Gegenüberstellung der ICESat- und GRACE-basierten Massenänderungen für die sechs Einzugsgebiete sowie den gesamten Grönländische Eisschild. . . . .	82
6.1	Radaramplitudenbild des Amery-Schelfeises [Jezek und product team 2002]. . . . .	87
6.2	Illustration der Referenzierung eines Höhenprofils auf die Zentralpunkte der Boxen entlang der Wiederholspur. . . . .	90
6.3	a) Schematische Darstellung einer Kreuzkorrelationsfunktion (Blau) zweier miteinander korrelierter Höhenprofile. b) Vergrößerter Ausschnitt um das Korrelationsmaximum. . . . .	91
6.4	a) Lage der ICESat-Referenzspur Nr. 49 (blau) und der zentralen Fließlinie (grün) des Amery-Schelfeises. b) Eisdicken des Amery-Schelfeises auf Basis des BEDMAP-Eisdickenmodells [Lythe u. a. 2001]. . . . .	92
6.5	a) Höhenprofil der Referenzspur 49 als Funktion der ellipsoidischen Breite. Leistungsdichtespektrum (b) und Halbwertsbreite (c) der Autokorrelationsfunktion (AKF) für jeweils 10-km-Fenster entlang des Höhenprofils. . . . .	94
6.6	Höhenprofile zweier verschiedener Überflüge vor (a) und nach der Gauß-Filterung (b). . . . .	94
6.7	Typische Vertreter verschiedener Klassen von Korrelationsfunktionen. . . . .	95
6.8	ICESat-basierte Fließgeschwindigkeiten der Lösung L1 . . . . .	96
6.9	ICESat-basierte Fließgeschwindigkeiten der Lösung L2 . . . . .	96
6.10	Fließgeschwindigkeiten des Amery-Schelfeises [Young und Hyland 2002]. . . . .	98





## Tabellenverzeichnis

2.1	Fläche, Eisvolumen und Meeresspiegeläquivalent der Komponenten der Kryosphäre [Lemke u. a. 2007]. . . . .	3
2.2	Übersicht der Teilkomponenten, welche zum Massenverlust und zum Massengewinn kontinentaler Eisschilde beitragen. . . . .	7
3.1	Fehlerhaushalt der ICESat-Altimetermessung [Zwally u. a. 2002]. . . . .	19
4.1	Ermittelte Offsets (L2) und ihre Unsicherheiten ( $1\sigma$ ) der einzelnen Laserarbeitsperioden (LOP). . . . .	33
4.2	RMS-Werte der Höhendifferenzen der zur Untersuchung der relativen Genauigkeit des Höhenmodells herangezogenen Wiederholspuren. . . . .	38
4.3	Zusammenstellung der im Gebiet des Lake Vostok gelegenen GPS-Punkte mit ihren Lokationen, den gemessenen Höhen der Eisoberfläche sowie der ermittelten Höhendifferenzen zum ICESat-basierten Höhenmodell. . . . .	44
5.1	Ergebnisse aus dem Vergleich des im Zuge dieser Arbeit generierten Eisoberflächenhöhenmodells mit denen anderer Publikationen. . . . .	74
5.2	Mittlere Höhenraten ( $\dot{H}_I$ ) sowie Volumen- ( $\dot{V}_I$ ) und Massenänderungen ( $\dot{M}_I$ ) und korrespondierende Unsicherheiten für die sechs Einzugsgebiete (EG) sowie den gesamten Grönländischen Eisschild (GES). . . . .	80
5.3	Übersicht der ermittelten Massenbilanzen verschiedener Autoren. . . . .	83
6.1	Zusammenstellung der für die Ableitung von Eisfließgeschwindigkeiten verwendeten ICESat-Wiederholspurprofile. . . . .	93



## Abkürzungsverzeichnis

ALTM	<i>Airborne Laser Terrain Mapper</i>
AMM	<i>Antarctic Mapping Mission</i>
ANARE	<i>Australien National Antarctic Research Expedition</i>
ATM	<i>Airborne Topographic Mapper</i>
BANZARE	<i>British Australian New Zealand Antarctic Research Expedition</i>
DAC	<i>Dynamic Atmospheric Correction</i>
DHM	Digitales Höhenmodell
ECMWF	<i>European Center for Medium-Range Weather Forecast</i>
EOS	<i>Earth Observing Systems of Satellites</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i>
GFZ	GeoForschungsZentrum
GIA	Glazial Isostatische Ausgleichsbewegung
GLAS	<i>Geoscience Laser Altimeter System</i>
GOCE	<i>Gravity-Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer</i>
GPS	Globales Positionierungs System
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
I-SIPS	<i>Science Investigator-led Processing System</i>
ICESat	<i>Ice, Cloud and Land Elevation Satellite</i>
IERS	<i>International Earth Rotation Service</i>
IGARB	<i>Independent GLAS Anomaly Review Board</i>
InSAR	<i>INterferometric Synthetic Aperture Radar</i>
LDS	Leistungsdichtespektrum
LEO	<i>Low Earth Orbiter</i>
LIDAR	<i>Light Detection and Ranging</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
Nd:YAG-Laser	<i>Neodym-dotierter Yttrium-Aluminium-Granat-Laser</i>
PDD	<i>coastal Positiv Degree Day</i>
Quikscat	<i>Quick Scatterometer</i>
RAE	Russische Antarktis Expedition
RES	<i>Radar Echo Sounding</i>
SAE	Sowjetische Antarktis Expedition
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SCAR	<i>Scientific Committee on Antarctic Research</i>
SOAR	<i>Support Office for Aerogeophysical Research</i>
SST	<i>Satellite-to-Satellite Tracking</i>
TPXO	<i>TOPEX/POSEIDON global tidal model</i>



# 1 Einleitung

Seit Jahrhunderten, gar Jahrtausenden eint die Menschheit der verschiedenen geschichtlichen Epochen das Bedürfnis, ihren Lebensraum Erde zu erkunden. Nicht zuletzt ist unser heutiges Wissen das Erbe unzähliger Generationen von Wissenschaftlern. Der hohe Technisierungsgrad der letzten Jahrzehnte eröffnete dabei neue, bis vor kurzem noch ungeahnte Möglichkeiten. Moderne Satellitenmissionen gewährleisten ein kontinuierliches globales Geomonitoring. Ihre Daten bilden die Grundlage für wichtige Forschungen in den verschiedensten Disziplinen, wie zum Beispiel in der Meteorologie, der Ozeanographie und der Geophysik.

Auch die höhere Geodäsie, deren vordringlichstes Ziel in der Bestimmung der Figur der Erde liegt, leistet hierzu ihren Beitrag. Basierte dies in den Anfängen noch auf klassischen, logistisch aufwendigen Vermessungsmethoden, welche zudem sehr kosten- und zeitintensiv waren, so eröffnen auch hier satellitenbasierte Sensoren neue Möglichkeiten. Seit den 1970er Jahren dienen vor allem Altimetersatelliten der Bestimmung und Überwachung der Meeresoberfläche der Ozeane und Weltmeere. Mit der *Ice, Cloud and Land Elevation Satellite Mission* (ICESat) wurde im Jahre 2003 erstmals ein Laseraltimeter in den erdnahen Orbit gebracht. Die Mission lieferte Oberflächenhöhen der Erde zwischen  $86^\circ$  nördlicher und südlicher Breite mit bis dahin unerreichter räumlicher Auflösung und Genauigkeit [Schutz u.a. 2005]. Die globale Klimaerwärmung mit ihren Folgen stellt uns und folgende Generationen vor eine neue Herausforderung. Ein erster Schritt, sich dieser zu stellen, besteht darin, zunächst die Ursachen und Auswirkungen der globalen Erwärmung zu untersuchen. Das wichtigste Ziel der ICESat-Mission bestand in der Überwachung des Grönländischen und des Antarktischen Eisschildes. Beide Eismassen bilden sehr klimasensible Gebilde. Ihr Abschmelzen führt zu einem globalen Meeresspiegelanstieg und hat somit Auswirkungen für die gesamte Menschheit. Diese Arbeit widmet sich den über beiden kontinentalen Eisschilden gewonnenen Altimeterdaten der ICESat-Mission. Anhand verschiedener Anwendungen soll gezeigt werden, über welches Potential die Altimeterdaten verfügen.

Das folgende Kapitel 2 gibt zunächst nähere Ausführungen zu einigen geowissenschaftlichen und mathematischen Grundlagen. Einleitend wird die Kryosphäre der Erde mit ihren beiden bedeutensten Komponenten, dem Grönländischen und dem Antarktischen Eisschild, vorgestellt. Es wird herausgearbeitet, welche fundamentale Bedeutung diese beiden kontinentalen Vergletscherungen für die klimatischen Verhältnisse unseres Planeten haben. Daran anschließend werden die verschiedenen Methoden zur Massenbilanzbestimmung beleuchtet. Das Kapitel endet mit einer Erläuterung des Grundprinzips der Satellitenaltimetrie sowie des Ausgleichungsansatzes nach der Methode der kleinsten Quadrate.

Der ICESat-Altimetermission selbst widmet sich das Kapitel 3. Es werden ihre Hauptziele erläutert sowie der für diese vorliegende Arbeit verwendete Datensatz vorgestellt. Danach wird die Voranalyse der Altimeterdaten kurz dargelegt.

Im Kapitel 4 werden die ICESat-Höheninformationen für das Gebiet des Lake Vostok, des größten Vertreters subglazialer Seen in der Antarktis, untersucht. Das Ziel besteht in der Erstellung eines Höhenmodells der Eisoberfläche mit möglichst hoher relativer Genauigkeit. Die Daten werden hierzu hinsichtlich der zwischen den Laserarbeitszeiträumen auftretenden Höhenoffsets umfassend analysiert. Im Hinblick auf die Bestimmung von Langzeittrends stellen diese Offsets

den größten limitierenden Faktor dar. Das Seegebiet ist für eine solche Untersuchung aufgrund seiner Höhenstabilität besonders geeignet. Aus den um die Offsets korrigierten Altimeterdaten wird ein rasterförmiges Höhenmodell erstellt. Zwei glaziologische Anwendungen des Modells zeigen schließlich, welche Möglichkeiten die Analyse der Höheninformationen der Eisschilde bietet.

Das Kapitel 5 behandelt eine zweite bedeutende Anwendung der Nutzung der Altimeterdaten zur Ableitung zeitlich linearer Höhenänderungen des Grönländischen Eisschildes. Sie bildet die Grundlage für die Bestimmung der Massenbilanz. Das sich ergebende räumliche Muster der Höhenraten wird umfassend untersucht und interpretiert. Auf Basis der Höhenraten erfolgt eine Ableitung von Volumen- und Massenänderungen für die sechs bedeutendsten Einzugsgebiete. Diese jährlichen Massenänderungen werden mit einer Lösung der Schwerefeldmission *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) verglichen.

Die Altimeterdaten des Amery-Schelfeises werden im Kapitel 6 analysiert. Hierbei handelt es sich um das drittgrößte Schelfeis der Antarktis. Die hohe räumliche Auflösung der Höhenprofile ermöglicht es, Topographiemerkmale der Eisoberfläche mittels einer Kreuzkorrelation zu verfolgen. Aus den ermittelten metrischen Verschiebungen lassen sich wiederum Fließgeschwindigkeiten des Eises ableiten. Die Grundlage für diese Untersuchung bildet eine Zeitreihe von Höhenprofilen einer Subsatellitenspur.

Abschließend gibt das Kapitel 7 eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeit.

## 2 Geowissenschaftliche und mathematische Grundlagen

### 2.1 Die Kryosphäre der Erde

Als Kryosphäre (im Altgriechischen bedeutet  $\kappaρύος$  „kalt“ oder „Eis“) werden diejenigen Gebiete der Erde bezeichnet, in denen Wasser in Form von Schnee und Eis vorkommt [Bamber und Payne 2004]. Mit der Ausnahme des gefrorenen Wassers der Wolken zählen hierzu:

- gefrorener Boden (Permafrostboden),
- schneebedeckte Gebiete,
- Eis der Seen und Flüsse,
- Meereis,
- Gletscher,
- Eiskappen und
- Eisschilde.

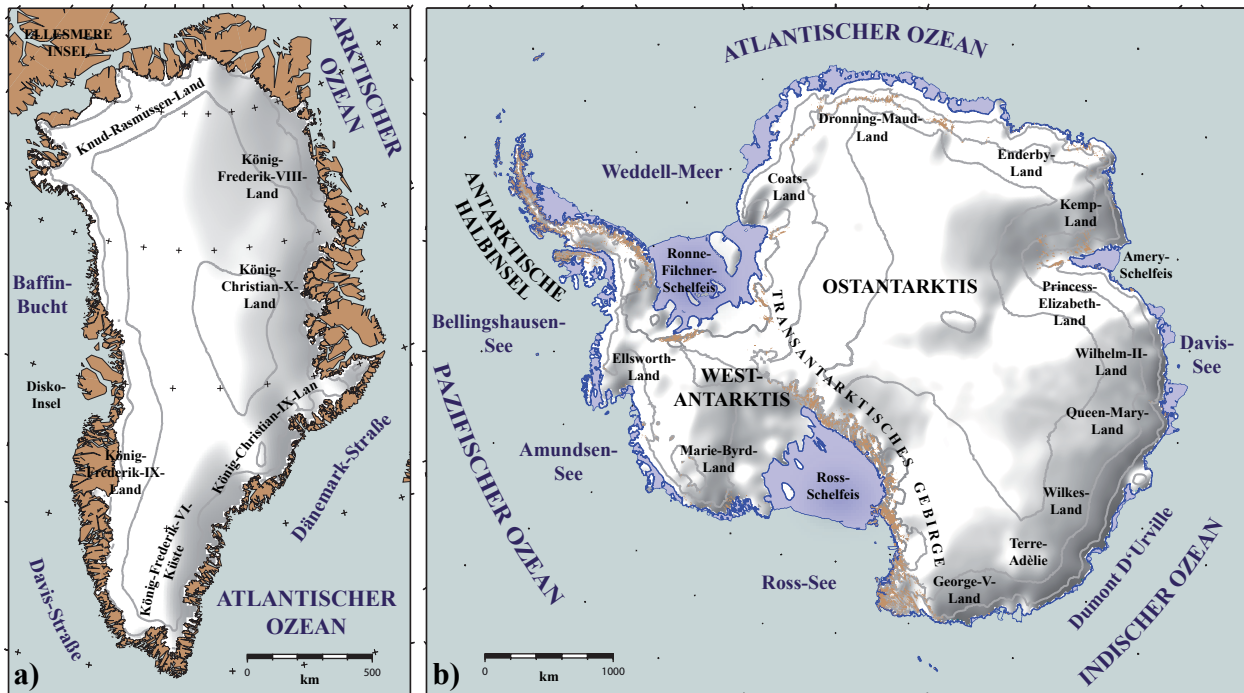
Die Tabelle 2.1 aus Lemke u. a. [2007] zeigt eine Zusammenstellung dieser Teilbereiche der Kryosphäre hinsichtlich ihrer Flächengröße, des in ihnen gespeicherten Eisvolumens und ihres Beitrags zum globalen Meeresspiegelanstieg im Falle des kompletten Abschmelzens. Das mit 27,6 Mio. km<sup>3</sup> größte Eisvolumen speichern die beiden kontinentalen Eisschilde Grönlands und der Antarktis. Ein komplettes Abschmelzen beider Schilde würde zu einem eustatischen<sup>1</sup> Meeresspiegelanstieg von etwa 64 m führen.

Beide Schilde bilden aufgrund ihrer Wechselwirkungen (Stoff- und Energieaustausch) mit anderen Subsystemen der Erde, z.B. der Hydrosphäre und Atmosphäre, ein wichtiges Schlüsselglied im globalen Klimasystem [Horwath 2007]. Zudem reflektieren sie einen Großteil der auf sie einfallenden Sonnenenergie zurück in den Weltraum. Damit wird ein wichtiger Beitrag zum Wärme- und

**Tabelle 2.1:** Fläche, Eisvolumina und Meeresspiegeläquivalent der Komponenten der Kryosphäre [Lemke u. a. 2007].

Komponenten der Kryosphäre	Fläche (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	Eisvolumen (10 <sup>6</sup> km <sup>3</sup> )	Meeresspiegeläquivalent (m)
Schnee über Land (NH)	1,9 – 45,2	0,0005 – 0,005	0,001 – 0,01
Meereis	19 – 27	0,019 – 0,025	~ 0
Gletscher und Eiskappen			
kleinste Abschätzung	0,51	0,05	0,15
größte Abschätzung	0,54	0,13	0,37
Schelfeise	1,5	0,7	~ 0
Eisschilde	14,0	27,6	63,9
Grönland	1,7	2,9	7,3
Antarktis	12,3	24,7	56,6
temporär gefr. Boden	5,9 – 48,1	0,006 – 0,065	~ 0
Permafrostboden	22,8	0,011 – 0,037	0,03 – 0,10

<sup>1</sup>Darunter bezeichnet man denjenigen Anteil des Meeresspiegelanstiegs, der durch abschmelzende Gletscher und Eisschilde auf den Landmassen verursacht wird. Die Wassermassen werden hierbei ohne Beachtung des Geoideffekts gleichmäßig auf die Weltozeane verteilt.



**Abbildung 2.1:** a) Übersichtskarte Grönlands. Die Randlage und die Höhenlinien des Grönländischen Eisschildes basieren auf dem von Ekholm [1996] veröffentlichten topographischen Höhenmodell. b) Antarktischer Kontinent sowie seine angrenzenden Meere und Ozeane. Geographische Übersicht mit aufliegendem Eis (weiß-grau), Schelfeisen (blau) und eisfreien Gebieten (braun). Die für die Erstellung der Karte verwendeten geografischen Merkmale entstammen der *Antarctic Digital Database* (Version 4.0) des *Scientific Committee on Antarctic Research* (SCAR).

Energiehaushalt der Erde geleistet. Begünstigt durch den Zirkumpolarstrom und die damit verbundene isolierte Lage gegenüber den anderen Kontinenten wirkt die Antarktis als eine Art „Kühlschrank“ der Erde.

### 2.1.1 Der Antarktische Eisschild

Der Antarktische Eisschild stellt mit einer Fläche von 12,48 Mio. km<sup>2</sup> die größte kontinentale Vergletscherung der Erde dar [Lambrecht 1998]. Er ist damit etwa 35mal größer als die Bundesrepublik Deutschland. Der Schild erreicht an den Eisscheiden eine Mächtigkeit von bis zu 4.776 m [Siegert 2008]. Im Mittel beträgt die Mächtigkeit 2.160 m. Die Abbildung 2.1b zeigt eine geographische Übersichtskarte der Antarktis sowie ihrer angrenzenden Meere und Ozeane. Die vom Antarktischen Eisschild gespeicherte Wassermenge würde, wenn man sie über Europa (10,18 Mio. km<sup>2</sup>) verteilte, eine Wassersäule mit einer Höhe von etwa 2,4 km ergeben. Der Schild speichert rund 70 % des gesamten Süßwassers der Erde, aber lediglich 1,8 % der gesamten Wassermassen [Houghton u. a. 2001].

Der Kontinent unter dem Eisschild zählt zu den erdgeschichtlich ältesten Landmassen. Große Teile des antarktischen Kontinents bildeten zentrale Bestandteile sowohl des proterozoischen Großkontinents Rodina als auch des paläozoisch-mesozoischen Superkontinents Gondwana [Studinger 1998]. Geografisch gliedert sich die Antarktis in drei Komponenten: Westantarktis, Ostantarktis und Antarktische Halbinsel. Die West- und die Ostantarktis werden durch das Transantarktische Gebirge geteilt. Diese Gebirgskette zieht sich mit kleineren Unterbrechungen von



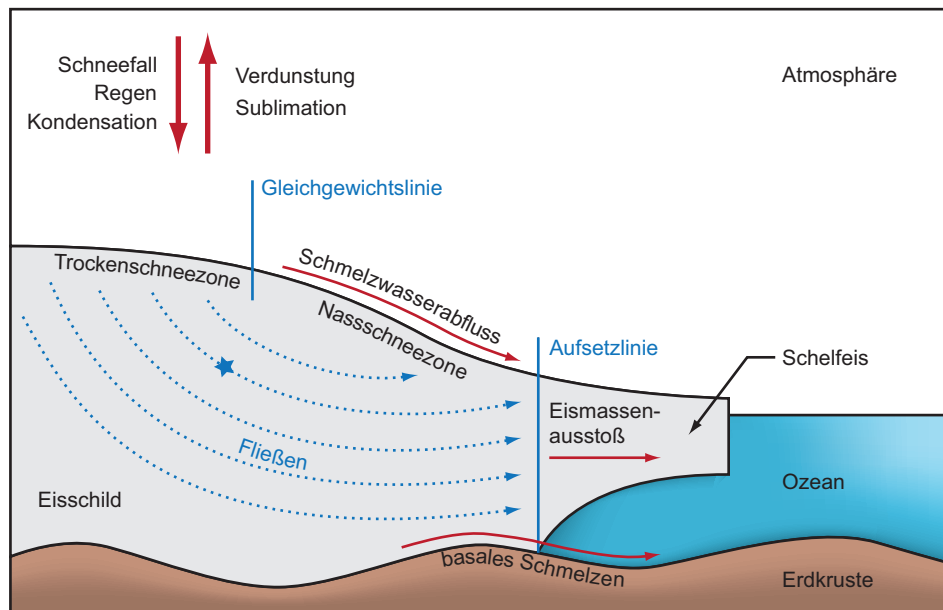
*George V Land* bis hin zum *Coats Land*. Sie ist 3.500 km lang und bis zu 300 km breit. Sowohl von der bedeckten Fläche als auch vom gespeicherten Eisvolumen stellt die Ostantarktis, welche sich im Wesentlichen im Sektor zwischen 15° westlicher und 165° östlicher Länge befindet, den größten Anteil. Würde das Eis abschmelzen und eine isostatische Ausgleichsbewegung stattfinden, wäre dieser Bereich in weiten Teilen kontinentales Festland [Cuffey und Paterson 2010]. Der Untergrund der Westantarktis hingegen liegt deutlich tiefer. Nach einem Abschmelzen des Eises würde sich der Untergrund noch weit unterhalb der Meeresoberfläche befinden [Lambrecht 1998]. Die Antarktische Halbinsel unterscheidet sich in ihrer Eisbedeckung von den beiden bereits vorgestellten Teilen. Sie entspricht eher einer Vergletscherung, wie sie zum Beispiel an den Patagonischen Eisfeldern Südamerikas anzutreffen ist.

### 2.1.2 Der Grönländische Eisschild

Grönland ist mit einer Fläche von 2,17 Mio. km<sup>2</sup> die größte Insel der Erde und wird in weiten Teilen von dem zweitgrößten Eisschild der Erde (1,7 Mio. km<sup>2</sup>) bedeckt [Abdalati u. a. 2002]. Eine geographische Übersichtskarte ist in der Abbildung 2.1a dargestellt. Die mittlere Dicke des Eisschildes beträgt 1.800 m [Fu und Cazenave 2001]. Im Gegensatz zur Antarktis, wo der Massenverlust durch Schmelzwasserabfluss in die Ozeane während der Sommermonate sehr gering ist, stellt dieser Anteil in Grönland etwa die Hälfte [Church u. a. 2001] des jährlichen Gesamtmassenverlustes dar. Abgesehen von den Fronten des Ausflussgletschers erreicht der Eisschild nicht das Meer. Der dynamische Eismassenverlust erfolgt in erster Linie über diese zahlreichen Ausflussgletscher. Einer der größten unter ihnen ist der an der Westküste gelegene Jakobshavn Isbræ. Er gilt zudem als der am schnellsten fließende Gletscher der Erde. An seiner Front wurden Geschwindigkeiten von bis zu 45 m d<sup>-1</sup> gemessen [Dietrich u. a. 2007a]. Im Vergleich zu früheren Beobachtungen durch Lingle u. a. [1981] und Abdalati und Krabill [1999] hat er damit seine Geschwindigkeit nahezu verdoppelt. Sein Einzugsgebiet umfasst etwa 110.000 km<sup>2</sup>. Dies entspricht 6,5 % der Gesamtfläche des Grönländischen Eisschildes [Bennike u. a. 2004]. Der Jakobshavn Isbræ verfügt über einen Eismassenausstoß von 35 km<sup>3</sup> a<sup>-1</sup>.

## 2.2 Die Massenbilanz der Eisschilde

Eisschilde entstehen über Millionen von Jahren durch die Akkumulation von Schnee. Die von Jahr zu Jahr wachsende Eigenlast des Schnees führt zu einer kontinuierlichen Verdichtung der tiefer gelegenen Schichten. Die sogenannte Schneemetamorphose umfasst alle an der Gletschereisbildung beteiligten physikalischen Prozesse [Wilhelm 1975]. Sie vollzieht sich in den zentralen Teilen der Eisschilde bis in Tiefen von etwa 100 m [Lipenkov u. a. 1997, Cuffey und Paterson 2010]. In den küstennahen Gebieten wird die Umwandlung von Firn zu Eis wesentlich früher abgeschlossen, sodass schon in Tiefen von etwa 40 m Eis angetroffen werden kann. Das Eis fließt dann unter dem Einfluss der Schwerkraft von den zentralen Teilen des Schildes zu den Randbereichen (siehe Abbildung 2.2).



**Abbildung 2.2:** Vertikaler Schnitt durch einen kontinentalen Eisschild mit schematischer Darstellung des Weges (gestrichelte Linie) eines Eispartikels (Stern) aufgrund des dynamischen Eisflusses nach Weidick und Bennike [2007] (verändert und erweitert). Im Weiteren sind die verschiedenen Teilkomponenten aufgeführt, welche zum Massenverlust und zum Massengewinn eines Eisschildes beitragen.

Die Massenbilanz  $M$  eines Eisschildes stellt eine wichtige Kenngröße dar. Anhand dieser kann abgelesen werden, ob sich ein Eisschild im stabilen Zustand befindet oder ob er an Masse zu- oder abnimmt. Die Massenbilanz

$$M = G - V \quad (2.1)$$

setzt sich dabei aus der Differenz von Massengewinn ( $G$ ) und Massenverlust ( $V$ ) zusammen. Zum Massengewinn eines Eisschildes zählen in erster Linie die Akkumulation von Schnee, die Kondensation von atmosphärischem Wasserdampf, Niederschläge in Form von Regen und die Ablagerung von Treibschnee. Die Niederschläge in Form von Regen können in den Küstenregionen während der Sommermonate auftreten. Dies gilt insbesondere für die südöstlichen Küstenregionen des Grönländischen Eisschildes [Reeh 1991]. Das Wasser dringt in die oberen Firnschichten ein, wo es schließlich wieder gefriert. Als Massenverlust ist an erster Stelle der Eismassenausstoß über der Aufsetzlinie zu nennen. Im Weiteren verlieren die Schilde Massen durch Verdunstung und Sublimation<sup>2</sup> an der Eisoberfläche, durch die Abtragung von Treibschnee sowie durch das Schmelzen an der Oberfläche und an der Unterseite des Eisschildes. Als Aufsetzlinie bezeichnet man den Übergang zwischen dem auf festem Untergrund gegründeten Eis und dem frei schwimmenden Eis. Die der Aufsetzlinie vorgelagerten Schelfeise und frei schwimmenden Gletscherzungen werden nicht mit zu den Massen der Eisschilde hinzugerechnet, da ein Abschmelzen und Auflösen keinen Einfluss auf den Meeresspiegel ausübt.

Die Abbildung 2.2 zeigt einen vertikalen Schnitt durch einen Eisschild und illustriert die nachfolgend beschriebenen glaziologischen Verhältnisse. In den höher gelegenen Bereichen

<sup>2</sup>Hierunter versteht man in der Thermodynamik den unmittelbaren Phasenübergang eines Stoffes vom festen zum gasförmigen Aggregatzustand.

**Tabelle 2.2:** Übersicht der Teilkomponenten, welche zum Massenverlust und zum Massengewinn kontinentaler Eisschilde beitragen.

Massengewinn	Massenverlust
• Niederschlag (Schnee, Regen)	• Eismassenausstoß (über Aufsetzlinie)
• Kondensation	• Verdunstung
• Treibschneeablagerung	• Treibschneeabtragung
	• Schmelzen (Abfluss)

der Eisschilde dominiert die Akkumulation, während in den niederen, küstennahen Regionen die Ablation vorherrscht. Diese beiden glaziologisch wichtigen Teilbereiche werden durch die sogenannte Gleichgewichtslinie voneinander getrennt [Wilhelm 1975, Cuffey und Paterson 2010]. Die oberhalb der Gleichgewichtslinie gelegene Zone bezeichnet man als Trockenschneezone, in welcher der Schnee ganzjährig gefroren ist. In Südgrönland befindet sich diese in einer Höhe von etwa 1.800 m bis 2.000 m, im Norden fällt sie hingegen bis auf 300 m Höhe ab [Fu und Cazenave 2001]. In der Zone unterhalb dieser Linie tritt vor allem während der Sommermonate Schmelzen auf. Im Falle Grönlands stellt diese Form der Ablation etwa die Hälfte des jährlichen Massenverlustes [Weidick 1985]. Die zweite Hälfte wird durch den dynamischen Eismassenausstoß der in den letzten Jahren stärker fließenden grönländischen Ausflussgletscher verursacht [Rignot und Kanagaratnam 2006]. In der Antarktis herrschen hingegen andere Verhältnisse. Die Gleichgewichtslinie befindet sich in nur wenigen hundert Metern Höhe. Nur etwa 1 % der Fläche des Antarktischen Eisschildes [Cuffey und Paterson 2010] wird von der Nassschneezone (Ablationsgebiet) eingenommen. Der Massenverlust erfolgt hier in erster Linie durch den Eismassenausstoß über die Aufsetzlinie infolge des dynamischen Eisflusses. Eine Zusammenstellung der einzelnen Teilkomponenten, welche zum Massenverlust und Massengewinn beitragen, zeigt die Tabelle 2.2.

Ein Eisschild strebt immer einen Gleichgewichtszustand an. Dieser ist erreicht, wenn die jährliche Akkumulation der Ablation entspricht [Fu und Cazenave 2001]. Dabei reagieren die einzelnen Prozesse, welche die Massenbilanz eines Eisschildes beeinflussen, in unterschiedlichen Zeitskalen auf äußere Veränderungen. Dies führt zunächst zu einer Abweichung vom Gleichgewichtszustand, welcher sich dann über Jahrhunderte bis Jahrtausende wieder einstellt [Bamber und Payne 2004]. Insbesondere aufgrund ihrer Dimension ist eine genaue Bestimmung der Massenbilanz des Antarktischen und des Grönlandischen Eisschildes eine anspruchsvolle wissenschaftliche Herausforderung, welche letztlich auch eine interdisziplinäre Zusammenarbeit erfordert [Lemke u. a. 2007]. Für die Bestimmung der Massenbilanz eröffnen sich prinzipiell verschiedene Wege. Im Wesentlichen unterscheidet man drei verschiedene Ansätze, welche im Folgenden kurz vorgestellt werden sollen.

### 2.2.1 Die Budget-Methode

Bei dieser Methode werden die beiden Komponenten der rechten Seite von Gleichung 2.1 zunächst getrennt ermittelt. In aller Regel werden hierzu Feldmessungen, Fernerkundungsdaten sowie die Ergebnisse von Modellanalysen miteinander kombiniert.

In der Antarktis und in Grönland bildet die Akkumulation durch Schneefall den größten Anteil des Massengewinns. Aufgrund der nur geringen Anzahl meteorologischer Wetterstationen gestaltet sich gerade hier die Datenerfassung als äußerst schwierig. Einen klassischen Ansatz, bei dem Akkumulationsraten mit hoher Genauigkeit ermittelt werden können, stellt die Analyse von Firnkernen dar. Hierbei werden zunächst die einzelnen Firnhorizonte datiert. In Kombination mit den Firndichten, welche entlang des gesamten Firnkerns gemessen werden, ist es schließlich möglich, die jährlichen Akkumulationsraten zu berechnen [Bamber und Payne 2004, Ohmura und Reeh 1991]. Ein entscheidender Nachteil dieses Ansatzes besteht darin, dass hierzu technisch aufwendige und damit kostenintensive Feldarbeiten notwendig sind. Zudem sind die Akkumulationsraten über den Eisschilden sowohl räumlich als zeitlich hoch variabel. Somit kann man zwischen weit voneinander entfernt liegenden Firnkernen nicht ohne Weiteres Akkumulationsraten interpolieren [Bamber und Payne 2004]. Hierzu werden in aller Regel Bodenradarmessungen (*Radar Echo Sounding*, RES) verwendet. Diese arbeiten gewöhnlich im Frequenzbereich zwischen 200 und 500 MHz [Anschütz u. a. 2007]. Das von ihnen ausgesandte Signal wird an den einzelnen Firnhorizonten reflektiert und wieder empfangen. Mit Hilfe der Ausbreitungsgeschwindigkeit und der Signallaufzeit wird die Tiefe der einzelnen Firnhorizonte berechnet [Dowdeswell und Siegert 1999]. Auf diese Weise können ausgedehnte Firnprofile erstellt werden. In Verbindung mit Firnkernanalysen am Anfang und am Ende der Profile kann man dann die Akkumulationsraten verdichten. Eine weitere Möglichkeit, Akkumulationsraten der Eisschilde zu ermitteln, besteht in der Nutzung numerischer Akkumulationsmodelle. Hierbei handelt es sich um einen zur Zeit noch unsicheren Ansatz, da in diese Modelle wiederum meteorologische Eingangsdaten assimiliert werden. Hanna u. a. [2005b] gelang allerdings jüngst der Nachweis, dass die Ergebnisse der Akkumulationsmodelle in der Trockenschneezone Grönlands sehr gut mit den Ergebnissen von Firnkernen übereinstimmen. In der Trockenschneezone lassen sich Akkumulationsraten auch aus der mit Satellitensystemen gemessenen Oberflächenstrahlungstemperatur (engl. *brightness temperature*) der Eis- bzw. Firnoberfläche ableiten [Winebrenner u. a. 2001, Bindshadler u. a. 2005, Linow 2011].

Der Massenverlust der Eisschilde wird von zwei Anteilen dominiert, dem Eismassenausstoß über die Aufsetzlinie und dem Verlust durch Schmelzen des Eises. Zur Bestimmung des Eismassenausstoßes benötigt man Eisdickeninformationen und Oberflächenfließgeschwindigkeiten des Eises entlang der Aufsetzlinie. Eisdicken können ebenfalls durch flugzeugbasierte oder bodengebundene Radarmessungen, seismische und gravimetrische Messungen gewonnen werden [Lythe u. a. 2001, Popov und Leitchenkov 1997, Siegert u. a. 2011]. Entlang der Aufsetzlinie besteht aber auch die Möglichkeit, Eisdicken aus der Kombination von Eisoberflächenhöhen und Geoidinformationen, welche als erste Näherung für die mittlere Meeresoberfläche verwendet werden, über die hydrostatische Gleichgewichtsbedingung abzuleiten. Hier werden zusätzliche Dichteannahmen sowohl für das Eis als auch für das Ozeanwasser benötigt. Oberflächenfließgeschwindigkeiten werden in aller Regel mittels *Interferometric Synthetic Aperture Radar* (InSAR) gewonnen [Goldstein u. a. 1993, Rott 2009]. Sie können aber auch aus der Verfolgung von Topographiemerkmalen (*feature tracking*) in optischen Satellitenbildern, welche zu verschiedenen Epochen aufgezeichnet wurden, abgeleitet werden [Bindshadler und Scambos 1991]. Zeitreihen des Schmelzwasserabflusses der Eisschilde werden mit Hilfe sogenannter Abflussmodelle (*runoff models*) ermittelt [Hanna u. a. 2005a]. Zu den wichtigsten Eingangsdaten zählen hier die Lufttemperaturen an der Eisoberfläche und die Niederschlagsdaten [Hanna u. a. 2005a].

### 2.2.2 Die gravimetrische Methode

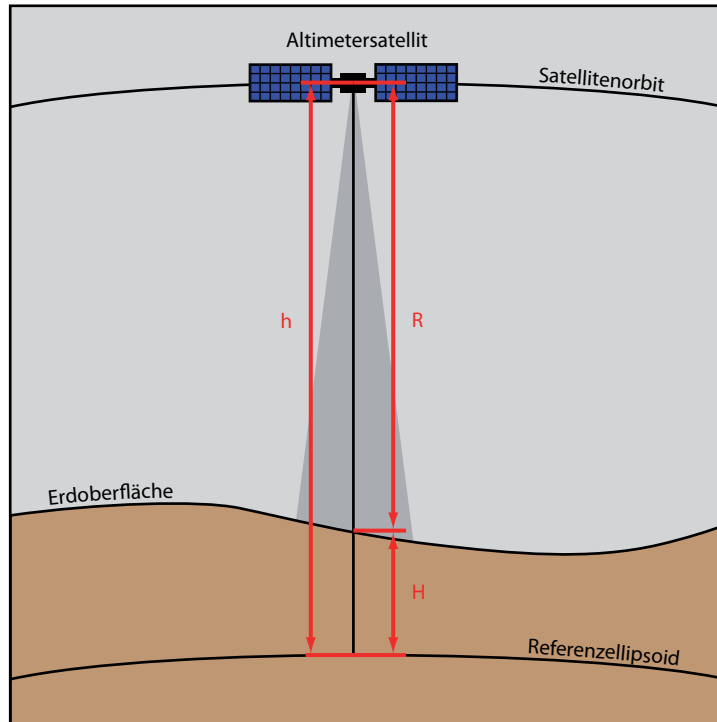
Bei dieser Methode nutzt man den Umstand, dass sich die gravitative Anziehungskraft eines Körpers bei der Änderung seiner Masse verändert. Bereits in der Vergangenheit wurde dieser Ansatz für die Massenbilanzbestimmung kleinerer alpiner Gletscher verwendet. Die Untersuchungen basierten hier vor allem auf bodengebundenen Schwerefeldbeobachtungen. Der endgültige Durchbruch dieses Ansatzes, insbesondere für das Monitoring der kontinentalen Eisschilde, gelang schließlich mit der Satellitenmission GRACE [Luthcke u. a. 2006].

Bei dem *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) handelt es sich um eine satellitenbasierte Mission, welche erstmals räumliche Schwerefelder der Erde mit monatlicher Auflösung zur Verfügung stellt [Wahr u. a. 1998, Tapley u. a. 2004]. Das Satellitensystem besteht aus zwei im gleichen polnahen, fast kreisförmigen Orbit fliegenden Zwillingsatelliten. Ihr Flugabstand beträgt 220 km. Das Satellitensystem arbeitet nach dem SST-Prinzip (Satellite-to-Satellite Tracking) [Horwath 2007]. Mit Hilfe eines K-Band-Mikrowellen-Entfernungsmesssystems wird kontinuierlich die Distanz zwischen beiden Satelliten gemessen. Die Genauigkeit der Entfernungsmessung beträgt etwa 10  $\mu\text{m}$  [Reigber u. a. 2005]. Aus den Distanzänderungen lässt sich das Erdschwerefeld mit hoher Präzision ableiten. Aus den so gewonnenen Schwerefeldlösungen können Massenumverlagerungen im System Erde detektiert werden [Horwath 2007, Horwath und Dietrich 2009].

### 2.2.3 Die geodätische Methode

Die Eisdicke und die Oberflächenneigung eines Eisschilfs sind eng mit dem Fließverhalten und der Massenbilanz verbunden [Abdalati u. a. 2002]. Die geodätische Methode ist ein direktes Verfahren, bei dem die Massenbilanz eines Eisschilfs aus der zeitlichen Volumenänderung ermittelt wird. Insbesondere durch die Satellitenaltimetrie steht seit nunmehr vier Jahrzehnten ein effizientes Werkzeug zur Verfügung, die Geometrie kontinentaler Vergletscherungen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zu bestimmen [Bindenschadler 1998, Reeh 1999].

Die zeitlichen Volumenänderungen lassen sich auf verschiedenen Wegen aus den Altimeterdaten ableiten. So besteht die Möglichkeit, aus den Altimeterdaten eines Zeitraums (z. B. eines Monats) ein digitales Höhenmodell (DHM) zu generieren [Bamber und Payne 2004]. Daran anschließend lassen sich dann Volumenänderungen aus der Differenz der DHMs verschiedener Epochen bilden. Die beiden folgenden Ansätze machen sich die Eigenschaften der gewählten Satellitenorbits zunutze. Die Parameter der Orbits werden so gewählt, dass zum einen die Subsatellitenspur nach einem bestimmten Zeitraum wiederholt überflogen wird und zum anderen die aufsteigenden und die absteigenden Abschnitte der Subsatellitenspur sich in sogenannten Kreuzungspunkten schneiden. Gerade die Kreuzungspunktanalyse [Wingham u. a. 1998, Zwally u. a. 1989] bildet seit Beginn der Satellitenaltimetrie ein wichtiges Werkzeug zur Analyse der Höhendaten. Die dabei vom Satellitensystem aufgezeichneten Höhenprofile detektieren die Höhe der Eisoberfläche zum jeweiligen Zeitpunkt (Epoche) ihres Überflugs. An den Kreuzungspunkten lassen sich somit die Höhendifferenzen aus den Höhenprofilen verschiedener Epochen berechnen. Unter Nutzung des bekannten Zeitintervalls zwischen den Überflügen sind so Höhenraten ableitbar. Der Nachteil dieser Methode besteht darin, dass lediglich die Höheninformationen in unmittelbarer



**Abbildung 2.3:** Zusammenhang zwischen der vom Altimeter gemessenen Flughöhe über Grund ( $R$ ), der ellipsoidischen Orbithöhe ( $h$ ) sowie der ellipsoidischen Höhe ( $H$ ) der vom Altimetersignal ausgeleuchteten Fläche auf dem Erdboden.

Nähe der Kreuzungspunkte in die Analyse eingehen. Dieser Nachteil wird insbesondere von der Wiederholspuranalyse kompensiert. Hierbei leitet man Höhenänderungen und schließlich Höhenraten aus wiederholt gemessenen Höhenprofilen ab [Ewert u. a. 2012a].

## 2.3 Die Satellitenaltimetrie

### 2.3.1 Das Messprinzip

Die Altimetrie ist ein Teilgebiet der Geodäsie, bei der man den vertikalen Abstand zwischen zwei Punkten bestimmt. Hierfür können verschiedene Methoden zur Anwendung gelangen. In der klassischen Geodäsie werden Höhenunterschiede in aller Regel auf trigonometrischem oder nivellitischem Wege gewonnen. Im Hinblick auf ein globales Monitoring leisten insbesondere moderne satellitenbasierte Altimetermissionen einen wichtigen Beitrag zur Bestimmung der äußeren Geometrie der Erde. Die Satellitenaltimeter bestimmen zunächst den vertikalen Abstand der Messplattform (Satellit) über Grund (Wasser, Land, Eis). Hierzu sendet das Altimeterinstrument einen Signalimpuls aus. Dieser wird an der Erdoberfläche reflektiert und schließlich vom Altimeterinstrument wieder empfangen. Nach Seeber [2003] kann bei bekannter Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c_0$  und gemessener Laufzeit  $\Delta t$  des Signals die vertikale Raumstrecke  $R$  zwischen der Messplattform und der Erdoberfläche berechnet werden:

$$R = c_0 \frac{\Delta t}{2}. \quad (2.2)$$

Die Abbildung 2.3 skizziert die eben beschriebenen geometrischen Verhältnisse. Bei genauerer Betrachtung unterliegt die vom Altimeterinstrument gemessene Raumstrecke einer Reihe von

Einflüssen, welche dazu führen, dass sie in der Regel zu lang bestimmt wird [Fu und Cazenave 2001]. Die reale Raumstrecke

$$R' = R + \sum_i \Delta R_i \quad (2.3)$$

erhält man durch Reduktion bzw. Korrektur ( $\Delta R_i$ ) der einzelnen Einflussfaktoren (siehe Kapitel 2.3.2). Mit Hilfe der bekannten Position und Orientierung des Satelliten zum Zeitpunkt der Messung kann schließlich die ellipsoidische Höhe  $H$  der vom Signal ausgeleuchteten Erdoberfläche (*footprint*) bestimmt werden. Diese ergibt sich aus:

$$\begin{aligned} H &= h' - R' \\ &= h' - R - \sum_i \Delta R_i. \end{aligned} \quad (2.4)$$

Dabei beschreibt  $h'$  die ellipsoidische Höhe des Satelliten zum Zeitpunkt der Altimetermessung. Die präzise Bahnbestimmung in modernen, niedrig fliegenden Satellitenmissionen (Abkürzung LEO für *Low Earth Orbiter*) erfolgt dabei mittels des Globalen Positionierungs-Systems (GPS) im sogenannten *High-Low-Satellite-to-Satellite-Tracking* (*High-Low-SST*). Diese Intersatellitenmessung erlaubt eine kontinuierliche Bahnverfolgung. Für die genaue Bestimmung der Orientierung des Satelliten werden Sternkameras verwendet. Auch die Bahnbestimmung und damit die ellipsoidische Höhe  $h'$  unterliegt einer Reihe von Einflüssen, welche die Anwendung von Reduktionen und Korrekturen  $\Delta h_j$  erfordern. Gleichung 2.4 erweitert sich somit zu:

$$\begin{aligned} H &= h' - R' \\ &= h + \sum_j \Delta h_j - R - \sum_i \Delta R_i. \end{aligned} \quad (2.5)$$

Vertiefende Informationen zum GPS-System und zu dessen genauigkeitsbeeinflussenden Faktoren können in Seeber [2003] und Hofmann-Wellenhof u.a. [2008] nachgelesen werden. Der folgende Abschnitt gibt einen kurzen Überblick der die Altimetermessung beeinflussenden Faktoren.

### 2.3.2 Einflussfaktoren auf die Altimetermessung

Nach Seeber [2003] lassen sich die Reduktionen bzw. Korrekturen ( $\Delta R_i$ ), welche die Altimetermessung beeinflussen, in drei Hauptgruppen gliedern:

- Korrekturen aufgrund instrumenteller Effekte des Messsystems ( $\Delta R_{Int}$ ),
- Reduktionen der atmosphärischen Laufzeitverzögerung ( $\Delta R_{Atm}$ ),
- Reduktionen geophysikalischer Effekte ( $\Delta R_{Geo}$ ).

Hierdurch konkretisiert sich die Gleichung 2.3 zur Reduktion und Korrektur der vom Altimeter gemessenen Raumstrecke:

$$R' = R - \Delta R_{Int} - \Delta R_{Atm} - \Delta R_{Geo}. \quad (2.6)$$

Diese einzelnen Gruppen werden im Folgenden kurz vorgestellt. Für vertiefende Informationen sei an dieser Stelle auf die Veröffentlichungen von Fu und Cazenave [2001] verwiesen.

### Instrumentelle Effekte ( $\Delta R_{Int}$ )

Hierzu zählen in erster Linie alle Effekte, welche eine interne Laufzeitverzögerung des Signals hervorrufen. Als Ursache sind hier die physikalischen Eigenschaften der einzelnen elektronischen Komponenten zu nennen. In der Regel werden diese Einflüsse schon vor Missionsbeginn durch Kalibrierung des Messsystems bestimmt und entsprechende Korrekturen ermittelt [Seeber 2003]. Andere instrumentelle Fehler, wie z.B. der Satellitennullpunktfehler<sup>3</sup>, können hingegen erst während der Kalibrierungs- und Validierungsphase bestimmt werden. Diese Missionsphase erfolgt unmittelbar nach dem Start des Satelliten vor der eigentlichen operationellen Arbeitsphase. Die Validierung erfolgt dabei in dafür geeigneten Gebieten der Erde, wie z.B. Salzseen. Diese verfügen über eine besonders glatte und ebene Oberfläche. Eine dritte Gruppe von Einflüssen benötigt eine permanente Überwachung während der gesamten Mission. Der bekannteste Vertreter unter ihnen ist die Oszillatordrift. Das von ihr erzeugte Frequenznormal wird für die Bestimmung der Signallaufzeit verwendet.

Darüber hinaus gibt es noch eine Reihe weiterer instrumenteller Einflüsse. Fu und Cazenave [2001] geben eine detaillierte Übersicht aller instrumentellen Einflüsse und zeigen Möglichkeiten zur Bestimmung von Korrekturwerten auf. Die verschiedenen ermittelten Korrekturen werden in der Regel bereits bei der Rohdatenprozessierung berücksichtigt oder dem Nutzer zur Verfügung gestellt.

### Atmosphärische Laufzeitverzögerung ( $\Delta R_{Atm}$ )

Die in Gleichung 2.2 angewandte konstante Lichtgeschwindigkeit ( $c_0$ ) ist nur für die Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen im Vakuum gültig. Die tatsächliche Ausbreitungsgeschwindigkeit weicht aufgrund der Einflüsse von Ionosphäre und Troposphäre davon ab. Je nach aktuellem Ionisierungsgrad führt dies zu Fehlmessungen zwischen 5 cm und 20 cm [Seeber 2003]. Für Mikrowellen im Frequenzbereich von 14 GHz wirkt die ionosphärische Refraktion dispersiv. Die hierdurch verursachte Laufzeitverzögerung kann somit durch Messung auf zwei Frequenzen ermittelt werden. Für die troposphärische Refraktion gilt dies leider nicht. Ihr größter Anteil wird dabei von den trockenen Gasen verursacht [Novotny 2007]. Dieser Anteil ist abhängig vom Brechungsindex ( $n$ ) entlang des Signalwegs, welcher durch empirische Funktionen mit Hilfe von Luftdruck und Temperatur bestimmt werden kann [Smith und Weintraub 1953]. Ein deutlich kleinerer Anteil, die sogenannte Feuchtkomponente, wird durch den Wasserdampfgehalt und den Anteil an flüssigem Wasser (Wolken) der Troposphäre verursacht. Die Korrekturwerte variieren im Bereich von wenigen Zentimetern (polare Regionen) bis zu einem halben Meter. Alle Korrekturen der troposphärischen Refraktion werden in der Regel auf Basis von Wettermodellen mit einer Genauigkeit von 1 cm bis 2 cm präzisiert [Wakker u. a. 1988]. Die Grundlage hierfür bilden unter anderem die Daten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (*European Center for Medium-Range Weather Forecast*, ECMWF) oder der US-amerikanischen Nationalen Zentren für Umweltvorhersagen (*National Centers for Environmental Prediction*, NCEP) [Novotny 2007].

---

<sup>3</sup>Hierunter bezeichnet man den räumlichen Abstand zwischen dem Antennenphasenzentrum des Altimeters und dem Massenschwerpunkt des Satelliten.



### Geophysikalische Effekte ( $\Delta R_{Geo}$ )

Die Erde unterliegt einer Reihe geophysikalischer Effekte, welche eine zeitliche Deformation der Oberfläche verursachen. Sollen Altimetermessungen verschiedener Epochen miteinander verglichen werden, gilt es, diese Einflüsse zuvor zu reduzieren. An erster Stelle sind hier die Erdgezeiten und die Auflasteffekte atmosphärischer Massen zu nennen. Je nach der vom Satelliten erfassten Oberfläche (Land, Ozean) sind Festerde-, Ozean-, Ozeanauflast- und Polgezeiten zu reduzieren. Die Abweichung der Ozeanoberfläche infolge regionaler Luftdruckunterschiede, welche als inverser Barometer-Effekt bezeichnet wird, verursacht Deformationen zwischen 20 und 50 cm. Der IB-Effekt berücksichtigt dabei ausschließlich die statische Reaktion der Meeresoberfläche auf Luftdruckunterschiede. Aktuelle Studien nutzen aus diesem Grund die Dynamische Atmosphärische Korrektur (*Dynamic Atmospheric Correction*, DAC), welche neben der statischen Reaktion (IB-Effekt) noch der dynamischen Reaktion des Ozeans Rechnung trägt. Diese wird zum Beispiel durch Windstaueffekte oder Änderungen der Ozeanströmungen verursacht. Die Wellen der Ozeane üben zudem einen direkten Einfluss auf die Altimetermessung aus. Die Wellentäler reflektieren das Altimetersignal stärker als die Wellenberge und führen damit zu einem Offset in der Altimetermessung. Die *Sea State Bias* Korrektur (SSB) berücksichtigt die signifikante Wellenhöhe und die Windgeschwindigkeit im Messfeld des Altimeters [Fu und Cazenave 2001]. Die Algorithmen zur Berechnung dieser Korrektur beruhen zumeist auf empirischen Untersuchungen, wobei die große räumliche und zeitliche Variationsbreite der Meeresoberflächenbeschaffenheit die Analyse erschwert [Chelton u. a. 2001].

## 2.4 Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate

Die folgenden Ausführungen wurden den Veröffentlichungen von Kahmen [2006] und Niemeier [2008] entnommen, auf welche für vertiefende Informationen verwiesen sei.

In vielen Bereichen der Geodäsie gilt es, unbekannte Parameter zu bestimmen, die nicht direkt beobachtet werden können [Meier und Keller 1990]. Als Beispiel sind hier die Koordinaten geodätischer Messpunkte zu nennen. Diese stehen jedoch mit beobachtbaren Größen, z. B. Strecken und Richtungen, in einem funktionalen Zusammenhang. Unter den statistischen Schätzverfahren ist für Ausgleichungsaufgaben die von Gauß<sup>4</sup> um 1797 entwickelte Methode der kleinsten Quadrate der am häufigsten verwendete Ansatz. Zwischen den Beobachtungen und den zu schätzenden unbekannten Parametern besteht folgendes funktionales Modell:

$$\boldsymbol{l} + \boldsymbol{v} = \boldsymbol{A}\hat{\boldsymbol{x}}, \quad (2.7)$$

wobei

$\boldsymbol{l}$	den Vektor der tatsächlichen Beobachtungen,
$\boldsymbol{v}$	den Vektor der Verbesserungen,
$\boldsymbol{A}$	die Designmatrix und
$\hat{\boldsymbol{x}}$	den Vektor der zu schätzenden unbekannten Parameter

beschreiben.

---

<sup>4</sup>Johann Carl Friedrich Gauß wurde am 30.04.1777 in Braunschweig geboren und verstarb am 23.02.1855 in Göttingen. Er war ein bedeutender deutscher Mathematiker, Astronom, Geodät und Physiker.

Da alle tatsächlichen Beobachtungen  $l_i$  des Beobachtungsvektors  $\mathbf{l}$  mit Messungsunsicherheiten behaftet sind (ihre wahren Werte sind unbekannt), werden kleine Zuschläge für die Beobachtungen zugelassen. Diese werden in Gleichung 2.7 in dem Vektor der Verbesserungen  $\mathbf{v}$  zusammengefasst und bewirken so die Konsistenz des funktionalen Modells. Der Ansatz setzt im Weiteren eine lineare Beziehung zwischen den Beobachtungen und den unbekannten Parametern voraus. Jede Zeile der Designmatrix  $\mathbf{A}$  enthält so die einzelnen Koeffizienten der Beobachtungsgleichungen  $l_i + v_i = f_i(\hat{\mathbf{x}}_1, \hat{\mathbf{x}}_2, \dots, \hat{\mathbf{x}}_u)$ . Dabei kennzeichnet  $u$  die Anzahl der zu schätzenden unbekannten Parameter. Enthalten diese Funktionen nichtlineare Beziehungen, so ist eine Linearisierung erforderlich (siehe Niemeier [2008], Abschnitt 4.2.3). Eine Umstellung der Gleichung 2.7 nach dem Vektor der Verbesserungen  $\mathbf{v}$  ergibt:

$$\mathbf{v} = \mathbf{A}\hat{\mathbf{x}} - \mathbf{l}. \quad (2.8)$$

Dieser Ansatz ist nun unter der Bedingung, dass die Summe der gewichteten Verbesserungsquadrate minimiert wird, zu lösen. Damit erhält man folgende zu minimierende Zielfunktion:

$$\Omega = \mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v} \rightarrow \min. \quad (2.9)$$

In Gleichung 2.9 beschreibt  $\mathbf{P}$  die Gewichtsmatrix. Sie dient einer Gewichtung der in die Ausgleichung eingehenden Beobachtungen. Die Gewichtsmatrix ergibt sich formal aus der inversen Kofaktorenmatrix  $\mathbf{Q}_{ll}$  der Beobachtungen. Diese enthält Aussagen über die Genauigkeitsrelationen zwischen den Beobachtungen. Auf der Hauptdiagonalen der Gewichtsmatrix  $\mathbf{P}$  liegen die einzelnen Gewichte der Beobachtungen. Die Nebendiagonalen beschreiben die Korrelationen zwischen den Beobachtungen. Für unkorrelierte Beobachtungen sind die Nebendiagonalen mit Null besetzt. Die Gewichtsmatrix erhält für diesen Fall die folgende Form:

$$\mathbf{P} = (\mathbf{Q}_{ll})^{-1} = \begin{pmatrix} \sigma_0^2/\sigma_1^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sigma_0^2/\sigma_2^2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \sigma_0^2/\sigma_n^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} p_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & p_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & p_n \end{pmatrix}. \quad (2.10)$$

Im einfachen Fall gleichgenauer Beobachtungen entspricht die Gewichtsmatrix der Einheitsmatrix  $\mathbf{P} = \mathbf{E}$ . Die Elemente der Hauptdiagonalen sind dann mit eins besetzt. Für die Berechnung des Vektors der zu schätzenden Unbekannten  $\hat{\mathbf{x}}$  ergibt sich schließlich folgende Gleichung:

$$\hat{\mathbf{x}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{l}. \quad (2.11)$$

Mit Hilfe der Gleichung 2.8 lässt sich nun der Vektor der Verbesserungen ermitteln. Bei überbestimmten Gleichungssystemen, in denen mehr Beobachtungen  $n$  als Unbekannte  $u$  ( $n - u > 0$ ) vorhanden sind, lassen sich schließlich formale Genauigkeitsmaße für die geschätzten Parameter ableiten. Das Genauigkeitsniveau der Gesamtlösung wird dabei zunächst durch die empirische Varianz der Gewichtseinheit  $\hat{\sigma}_0^2$  beschrieben:

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\mathbf{v}^T \mathbf{P} \mathbf{v}}{n - u}. \quad (2.12)$$

Die Varianz-Kovarianz-Matrix der geschätzten Parameter erhält die folgende Gestalt:

$$\mathbf{C}_{\hat{\mathbf{x}}\hat{\mathbf{x}}} = \hat{\sigma}_0^2 (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & \rho_{12}\sigma_1\sigma_2 & \dots & \rho_{1u}\sigma_1\sigma_u \\ \rho_{21}\sigma_1\sigma_2 & \sigma_2^2 & \dots & \rho_{2u}\sigma_2\sigma_u \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \rho_{u1}\sigma_u\sigma_1 & \rho_{u2}\sigma_u\sigma_2 & \dots & \sigma_u^2 \end{bmatrix}. \quad (2.13)$$

Diese Matrix enthält auf der Hauptdiagonalen die Varianzen der geschätzten Modellparameter. Die Elemente der Nebendiagonalen enthalten hingegen ihre paarweisen Kovarianzen. Die Varianz-Kovarianz-Matrix ist immer symmetrisch. Nach Niemeier [2008] lässt sich der Korrelationskoeffizient  $\rho_{\hat{x}_i\hat{x}_j}$  zweier Parameter  $\hat{x}_i$  und  $\hat{x}_j$  wie folgt berechnen:

$$\rho_{ij} = \frac{C_{\hat{x}\hat{x}}(i, j)}{\sqrt{C_{\hat{x}\hat{x}}(i, i)C_{\hat{x}\hat{x}}(j, j)}} \quad \text{mit } i = 1, 2, \dots, u, \quad j = 1, 2, \dots, u \text{ und } i \neq j. \quad (2.14)$$

Auf der Basis des Varianzfortpflanzungsgesetzes lassen sich die Unsicherheiten von Funktionen der geschätzten unbekannten Parameter ermitteln. Im Folgenden sei  $g$  eine Funktion, welche den Vektor der unbekannten Parameter  $\hat{\mathbf{x}}$  auf den Vektor  $\mathbf{y}$  abbildet:

$$\mathbf{y} = g(\hat{\mathbf{x}}) \quad . \quad (2.15)$$

Die Varianz-Kovarianz-Matrix  $\mathbf{C}_{yy}$  der Funktionen der geschätzten unbekannten Parameter ergibt sich dann aus:

$$\mathbf{C}_{yy} = \hat{\sigma}_0^2 \mathbf{f} (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{f}^T \quad (2.16)$$

mit

$$\mathbf{f}^T = \left( \frac{\partial g(\hat{\mathbf{x}})}{\partial \hat{x}_1}; \frac{\partial g(\hat{\mathbf{x}})}{\partial \hat{x}_2}; \dots; \frac{\partial g(\hat{\mathbf{x}})}{\partial \hat{x}_u} \right) \quad . \quad (2.17)$$

Der Vektor  $\mathbf{f}$  enthält die Ableitungen der Funktion  $g(\hat{\mathbf{x}})$  nach den einzelnen unbekannten Parametern  $\hat{x}_i$  mit  $i = 1, 2, \dots, u$ .

## 3 Die ICESat-Laseraltimetermission

### 3.1 Das Missionskonzept

Mit der *Ice, Cloud and Land Elevation Satellite* Mission (ICESat) wurde erstmals ein satellitenbasiertes Laseraltimetersystem zur Fernerkundung der Erde verwendet. Die Mission startete am 13.01.2003 und endete schließlich nach fast sieben Jahren Laufzeit im Februar 2010. Sie war ein integraler Bestandteil des *Earth Observing Systems of Satellites* (EOS) [Zwally u. a. 2002]. Hierbei handelt es sich um einen Verbund verschiedener Satellitenmissionen zum Langzeitmonitoring des Systems Erde mit all seinen Teilkomponenten (Kryosphäre, Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre).

Die Aufgabe von ICESat bestand in der Bereitstellung globaler Altimeterdaten zwischen 86° südlicher und nördlicher Breite. Das Hauptaugenmerk der Mission lag in dem Monitoring der beiden kontinentalen Eisschilde sowie des arktischen und antarktischen Meereises. Weitere Ziele der Mission bestanden in der Messung vertikaler Profile der Wolken sowie der Verteilung der Aerosole in der Atmosphäre [Spinhirne u. a. 2005]. Diese morphologischen Informationen bilden eine wichtige Grundlage für die Erforschung der Wolken und Sturm verursachenden Prozesse in der Atmosphäre [Zwally u. a. 2002]. Zudem bilden die gewonnenen Altimeterdaten über den Ozeanen eine wichtige Grundlage zur Bestimmung der mittleren Meeresoberfläche. Zusammen mit Geoidinformationen kann man daraus die Meeresoberflächentopographie ableiten, welche eine wichtige Eingangsgröße in der hydrodynamischen Ozeanmodellierung bildet. Darüber hinaus ist es möglich, aus den über Land gemessenen Altimeterdaten Informationen über die Rauigkeit der Erdoberfläche sowie Höhen der Vegetationsbedeckung abzuleiten [Zwally u. a. 2002].

Das Missionskonzept sowie die Entwicklung und Konstruktion des *Geoscience Laser Altimeter System* (GLAS) erfolgte durch die *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) am *Goddard Space Flight Center* (GSFC) in Greenbelt Maryland. Als Trägersystem diente ein RS-2000 Bus, welcher von Ball Aerospace in Boulder (Colorado) gebaut wurde. Dieser kam bereits bei früheren Missionen (Quikscat<sup>5</sup>) erfolgreich zur Anwendung. Der Satellit hat eine Masse von 1.000 kg. Zur präzisen Orbitbestimmung verfügte ICESat über zwei redundante Blackjack-Zweifrequenz-GPS-Empfänger. Die Ermittlung der genauen Orientierung ermöglichten zwei Sternkameras vom Typ CT-602 [Zwally u. a. 2002].

Das GLAS verfügte über insgesamt drei unabhängig arbeitende Neodym-dotierte Yttrium-Aluminium-Granat-Laser (Nd:YAG-Laser) [Schutz u. a. 2005, Zwally u. a. 2002]. Hierbei handelt es sich um Festkörperlaser, welche Infrarotstrahlung emittieren. Diese kamen während der operationellen Arbeitsphase von ICESat nacheinander zum Einsatz. Jeder der Laser erzeugte dabei Laserpulse zweier Frequenzen (1.064 nm für die Altimetermessung; 532 nm für das *Light Detection And Ranging* System (LIDAR) zur Profilmessung der Wolken). Die Messfrequenz der Laser betrug 40 Hz. Jeder Puls verfügte über eine nominale Länge von 6 ns. In Verbindung mit der Orbithöhe des Satelliten (600 km) ergab sich hieraus ein Messabstand am Erdboden von etwa

---

<sup>5</sup>Hierbei handelte es sich um einen Erdbeobachtungssatelliten der NASA, dessen Aufgabe darin bestand, mittels eines *scatterometers* Informationen über Windgeschwindigkeiten und -richtungen über den Ozeanen zu sammeln.

172 m. Aufgrund der guten Fokussierbarkeit der Laserpulse verfügte die Ausleuchtungszone (engl. *footprint*) am Erdboden über einen Durchmesser von nur 60 bis 70 m [Abshire u. a. 2005]. Diese Eigenschaften bildeten damit die wesentliche Grundlage für die Bereitstellung von Zeitreihen von Höhenprofilen mit bis dahin nicht erreichter räumlicher Auflösung bei nahezu globaler Abdeckung (zwischen  $\pm 86^\circ$  Breite) [Schutz u. a. 2005].

### 3.2 Missionsverlauf und vorliegende Daten

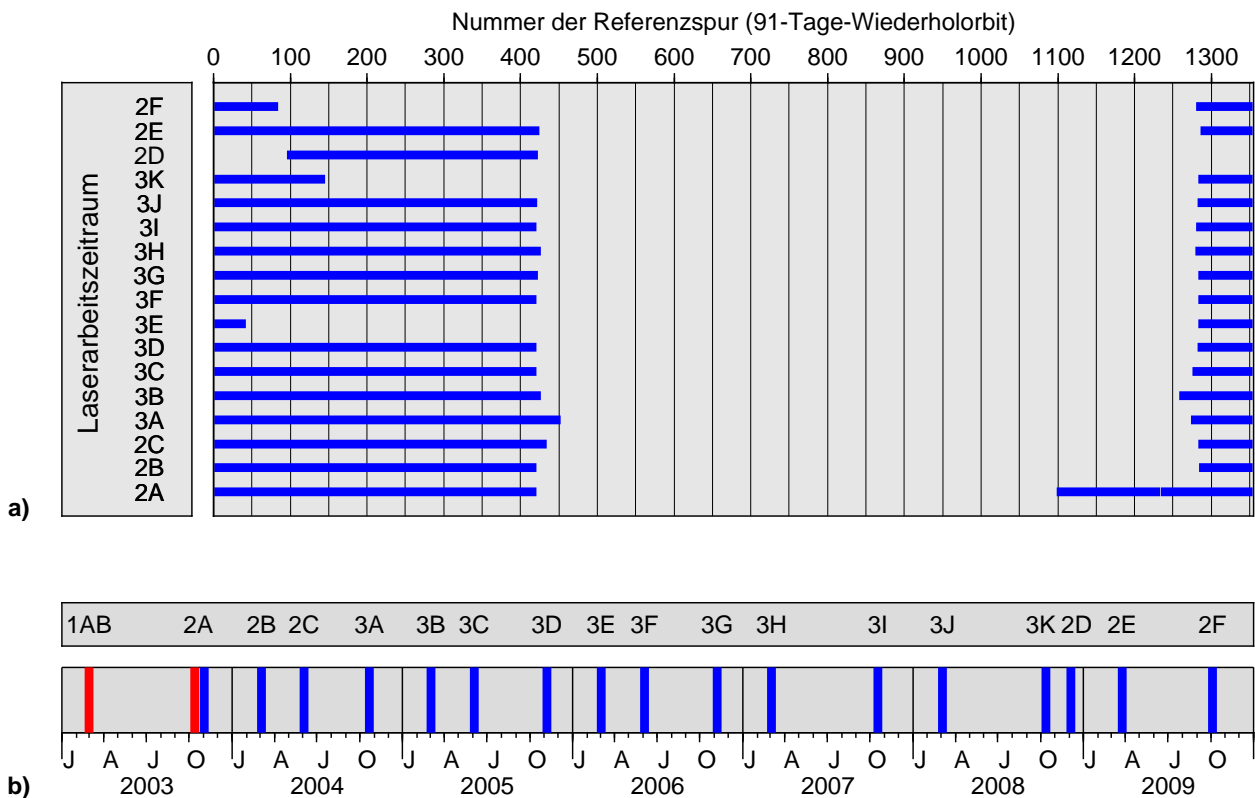
Gleich zu Beginn der Mission, während der Kalibrierungs- und Validierungsphase, trat ein technisches Problem der Laser auf, welches während ausgiebiger Tests im Labor leider verborgen geblieben war [Afzal u. a. 2002; 2007]. Dieses Problem führte zu einem schnelleren Leistungsverlust, sodass Laser 1 bereits nach 38 Tagen seinen Dienst versagte [Abshire u. a. 2005]. Zur Ergründung der möglichen Ursachen wurde von der NASA unmittelbar nach dem Auftreten des Problems ein wissenschaftliches Team zusammengestellt. Dieses sogenannte *Independent GLAS Anomaly Review Board* (IGARB) fand schließlich heraus, dass der schnelle Leistungsverlust der Laser auf Fertigungsfehler zurückzuführen war [Kichak 2003, Anthony u. a. 2005].

Die ursprüngliche Missionsplanung sah ein zeitlich kontinuierliches Arbeiten des Altimeters vor. In Folge des Problems mit den Lasern ging man dazu über, zwei bis drei Kampagnen pro Jahr durchzuführen [Schutz u. a. 2005]. Die Bezeichnung der Kampagnen besteht dabei aus der Nummer des Lasers, gefolgt von einer fortlaufenden Nummerierung auf der Grundlage des lateinischen Alphabets (1A, 1B, etc.). Die Dauer der Beobachtungszeiträume variiert dabei zwischen 16 Tagen (3K) und 55 Tagen (2A). Auf diese Weise wurde der mögliche Zeitraum der Mission verlängert. Gerade im Hinblick auf die Überwachung der beiden kontinentalen Eisschilde Grönlands und der Antarktis war dies äußerst notwendig und ermöglichte so die Ermittlung stabilerer, zeitlich linearer Höhenraten. Im Zuge dieser Neuplanung des Missionsverlaufs entschied man sich im Weiteren dafür, in der operationellen Arbeitsphase das Satellitensystem statt auf einen 183-Tage- nunmehr auf einen 91-Tage-Wiederholorbit<sup>6</sup> einzustellen. Dies führte zu einer geringeren räumlichen Abtastung der Erdoberfläche zu Gunsten einer längeren operationellen Arbeitsphase der Mission. Damit ergeben sich auf der Erdoberfläche insgesamt 1.354 Referenzspuren. Diese verfügen am Äquator über einen nominellen Abstand von rund 30 km, bei  $60^\circ$  Nord bzw. Süd von etwa 14 km. Aufgrund der technischen Probleme mit den Lasern wurde im Weiteren nur beim Überflug etwa eines Drittels dieser Referenzspuren das Altimeter eingeschaltet. Die Abbildung 3.1a zeigt eine Zusammenstellung aller Beobachtungszeiträume (LOPs) und der von ihnen abgedeckten Referenzspuren für die operationelle Phase der Mission (91-Tage-Orbit). Die Validierungs- und Kalibrierungsphase des Systems fand zuvor im 8-Tage-Wiederholorbit statt (Arbeitszeiträume: 1AB und 2A bis zum 04.10.2003).

Die Aufbereitung der Rohdaten erfolgt durch das ICESat *Science Investigator-led Processing System* (I-SIPS) am Goddard Space Flight Center. Die von dem Satellitensystem aufgezeichneten Daten werden dabei voranalysiert und in verschiedenen Datenprodukten aufbereitet. Eine genaue

---

<sup>6</sup>Der Wiederholorbit beschreibt den Zeitraum, der vergeht, bis die Referenzspur auf der Erdoberfläche wieder exakt überflogen wird.



**Abbildung 3.1:** a) Zusammenstellung der Laserarbeitszeiträume (2A bis 2F) des 91-Tage-Wiederholorbits und der von ihnen abgedeckten Referenzspuren, für welche das GLAS Altimeterdaten lieferte. b) Die Zeitskala gibt eine Übersicht der Verteilung aller Laserarbeitszeiträume (1A bis 2F). Die Zeiträume, in denen die Mission im 8-Tage-Wiederholorbit (Kalibrierungs- und Validierungsphase) arbeitete, sind in Rot, die des 91-Tage-Wiederholorbits in Blau dargestellt.

Beschreibung der aktuell verfügbaren Produkte und ihrer Inhalte kann unter NSIDC [2011a] nachgelesen werden. Die einzelnen Datenprodukte werden in Versionen herausgegeben, entsprechend dem aktuellen Stand der Prozessierungsalgorithmen der Rohdaten. Die Grundlage der folgenden Arbeit bildete das Datenpaket 12 in der Version 31 [NSIDC 2011b]. Es beinhaltet Altimeterdaten des Grönlandischen und des Antarktischen Eisschildes für den Zeitraum vom Februar 2003 bis zum Oktober 2009. Eine Zeitskala mit einer Übersicht der Verteilung aller Laserarbeitszeiträume (1A bis 2F) kann der Abbildung 3.1b entnommen werden.

### 3.3 Fehlerbudget der ICESat-Altimetermessungen

Die Genauigkeit der Höhenmessung der ICESat-Mission setzt sich aus verschiedenen Komponenten zusammen. Die Tabelle 3.1 zeigt eine Übersicht der Teilkomponenten und ihrer jeweiligen Beträge [Zwally u. a. 2002]. Aus ihnen ergibt sich eine zu erwartende absolute Messgenauigkeit von etwa 15 cm. Diese Abschätzung erfolgte im Vorfeld der Mission. Erste diesbezügliche Untersuchungen zu Missionsbeginn konnten jedoch diese Ergebnisse bestätigen (14 cm [Shuman u. a. 2006]). Unter günstigen Messbedingungen kann sogar eine Genauigkeit erreicht werden, die besser als 10 cm ist [Magruder u. a. 2007].

Im Weiteren bestimmten Shuman u. a. [2006] die relative Messgenauigkeit durch die Analyse von Wiederholspuren. Sie zeigten, dass die Genauigkeit der GLAS-Raumstreckenmessung bei etwa 2 cm lag und damit die zuvor getroffenen Erwartungen von 10 cm bei Weitem übertraf.

**Tabelle 3.1:** Fehlerhaushalt der ICESat-Altimetermessung. Die Werte basieren auf Analysen, welche vor dem eigentlichen Start von ICESat im Zuge der Missionsplanung erfolgten [Zwally u. a. 2002].

Fehlerkomponente	Betrag [cm]
Genauigkeit der GLAS-Streckenmessung	10,0
Radiale Orbitgenauigkeit	5,0
Orientierungsgenauigkeit des Satelliten	7,5
Atmosphärische Laufzeitverzögerung	2,0
Atmosphärische Streuung	2,0
andere (z. B. Genauigkeiten der Gezeitenmodelle)	1,0
Gesamt	< 15,0

Für die ICESat-Mission konnte ebenfalls die Genauigkeit verbessert werden, mit der der Orbit bestimmt wurde. Die radiale Orbitkomponente verfügte über eine Unsicherheit von nur 5 cm. Dies war möglich, da die Orbitbestimmung auf der Basis von GPS-Messungen im sogenannten *high-low*-Messmodus erfolgte (siehe Abschnitt 3.1). Der ICESat-Satellit war dafür ausgelegt, das Altimeter mit einer Winkelgenauigkeit von  $1,5''$  in Nadirrichtung zu orientieren. Hieraus resultierte eine zusätzliche Fehlerkomponente von etwa 7,5 cm.

Wie bereits im Abschnitt 2.3.2 beschrieben, verursacht die Troposphäre eine Laufzeitverzögerung des Altimetersignals. Die troposphärische Streckenkorrektur erhält man durch die Integration des Brechungsindex entlang des Signalwegs [Owens 1967]. Dieser ist eine Funktion des Luftdrucks, der Temperatur sowie der relativen Luftfeuchte. Die Berechnung der Korrekturwerte erfolgte auf Basis von Wettermodellen des *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Diese stehen global mit einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ$  und einer zeitlichen Auflösung von 6 h zur Verfügung [Herring und Quinn 1999]. Eine Validierung mit Daten automatischer Wetterstationen ergab, dass die Unsicherheit der troposphärischen Laufzeitkorrektur einen Wert von 2 cm nicht überschreitet [Herring und Quinn 1999].

Das Altimetersignal ist durchaus in der Lage, optisch dünnere Wolkenschichten zu durchdringen. Diese bewirken jedoch eine diffuse Streuung (*forward scattering*). Ein Teil des Signals wird bereits durch die Wolkenschicht reflektiert und vom GLAS wieder empfangen. Aber auch die Altimetermessung der Erdoberfläche kann durch die diffuse Streuung beeinflusst werden. Der Einfluss auf die Messung ist allerdings schwer zu quantifizieren. Erste Untersuchungen ergaben aber, dass dieser Effekt bei einer Größenordnung von 2 cm anzusiedeln ist [Zwally u. a. 2002].

Für die Korrektur der Festerde- und Ozeangezeiten kamen globale und regionale Modelle zur Anwendung, welche bereits für vorangegangene Altimetermissionen entwickelt und angewendet wurden [Zwally u. a. 2002]. Eine Dokumentation dieser Modelle ist in den *Technical Notes* des *International Earth Rotation Service* (IERS) enthalten [McCarthy 1996]. Als Ozeangezeitenmodell gelangte in der Version 31 das *TOPEX/POSEIDON global tidal model* (TPXO) zur Anwendung (Version 7.1). Zusätzlich erfolgte die Reduktion der Ozeanauflastgezeiten, welche insbesondere für die antarktischen Küstenregionen von Bedeutung sind und durchaus mehrere Zentimeter erreichen können [Phillips u. a. 1999]. Die Berechnung der Reduktionen der Auflastdeformationen erfolgte mit Hilfe der Green'schen Auflastfunktionen nach Farrell [1972].

### 3.4 Voranalyse der Altimeterdaten auf Basis der Zusatzinformationen

Die für die jeweiligen Arbeitsgebiete extrahierten Altimeterdaten werden in einem ersten Schritt einer Voranalyse unterzogen. Ziel dieser Untersuchung ist es, möglicherweise fehlerbehaftete Höhenmessungen zu detektieren und von den weiteren Untersuchungen auszuschließen. Wie bereits erwähnt, fand mit der ICESat-Mission erstmals ein satellitenbasiertes Laseraltimeter Anwendung. Der vom Laser emittierte Messimpuls verfügte über eine Wellenlänge von 1.064 nm (nahes Infrarot). Eine nachteilige Eigenschaft eines Signals dieser Wellenlänge ist, dass es optisch dichte Wolken nicht durchdringen kann. Schon dünnere Wolkenschichten und bodennahe Nebelbänke können die Messung beeinflussen und somit fehlerbehaftete Höhenmessungen verursachen.

Das Hauptaugenmerk der Voranalyse lag somit in der Detektion der durch Wolken beeinflussten Höhenmessungen. Hierzu erfolgte die Auswertung einer Reihe von Zusatzinformationen [NSIDC 2011a], welche in den Level-2-Datensätzen neben den eigentlichen Altimetermessungen mit zur Verfügung gestellt werden. Diese Zusatzinformationen basieren im Wesentlichen auf der Analyse der durch das GLAS durchgeführten atmosphärischen Messung der Verteilung und Konzentration der Wolken und Aerosole. Diese Messungen erfolgten mit einem Laserpuls kürzerer Wellenlänge (532 nm) [Zwally u. a. 2002]. Wolken verursachen eine diffuse Streuung des Laserpulses. Ein Teil des Signals wird dabei direkt von der Wolke reflektiert und gelangt so zurück zum Empfänger des Satelliten. Dies führt dazu, dass das GLAS mehr als einen Rückkehrimpuls detektiert. Bei allen Messungen, bei denen mehrere Rückkehrimpulse gefunden wurden, kann nicht garantiert werden, dass auch der letzte zurückgekehrte Impuls, der im Allgemeinen die Reflexion am Boden markiert, fehlerfrei ist. Die Zusatzinformation *i\_numPk* enthält die Anzahl der detektierten Rückkehrimpulse. Auf diesem Weg werden alle Messungen, die über mehr als einen Rückkehrimpuls verfügen, ausgeschlossen. Zusätzlich wird eine Zusatzinformation (*i\_sigmaatt*) ausgewertet, welche eine Aussage über die Genauigkeit der berechneten Altimeterhöhe trifft. Hierbei handelt es sich um eine dimensionslose Zahl mit einem Wertebereich zwischen 0 und 100, wobei nur drei diskrete Werte angenommen werden (0=gut, 50=Warnung, 100=schlecht). In der Voranalyse wurden alle Höhenmessungen ausgeschlossen, wenn diese Zusatzinformation ungleich Null war. Des Weiteren erfolgte die Anwendung des von Nguyen und Herring [2005] entwickelten Pseudo-Wolken-Filters (*pseudo-cloud-filter*). Dieser basiert im Wesentlichen auf der Auswertung des Faktors am Empfänger, mit dem das eingegangene Signal verstärkt wurde. Ein hoher Verstärkungsfaktor (*receiver gain value*, (*i\_gval\_rcv*)) deutet darauf hin, dass das empfangene Signal nur noch über wenig Energie verfügt, was in der Regel nur durch die Streuung der Wolken verursacht wird. Um dies zu vermeiden, werden ebenfalls alle die Höhenmessungen ausgeschlossen, deren Verstärkerfaktor größer als 100 ist.

Zusätzlich erfolgte auch eine Auswertung der Zusatzinformationen, welche die Genauigkeit des Orbits und der Satellitenorientierung zum Zeitpunkt der Messung beschreiben. Beides übt ebenfalls einen großen Einfluss auf die Genauigkeit der Höhenmessung aus. Hierfür wurden mehrere Informationen evaluiert, welche in insgesamt drei verschiedenen Variablen (*i\_AttFlg1*, *i\_AttFlg2* und *i\_OrbFlg*) binär verschlüsselt vorliegen. Eine detaillierte Beschreibung der gesamten Datenstruktur und aller durch sie bereitgestellten Zusatzinformationen kann dem NSIDC [2011a] entnommen werden. Auf Basis dieser Informationen wurden alle Höhenmessungen ausgeschlossen,



bei denen es Probleme mit der Bestimmung des Orbits und der Satellitenorientierung gab, zum Beispiel während der Durchführung von Orbitmanövern, wenn der Satellit mehr als  $0,5^\circ$  von der Nadirrichtung verschwenkt war oder wenn aufgrund einer schlechten GPS-Positionierung die radiale Komponente des Orbits mit einer größeren Unsicherheit behaftet war.

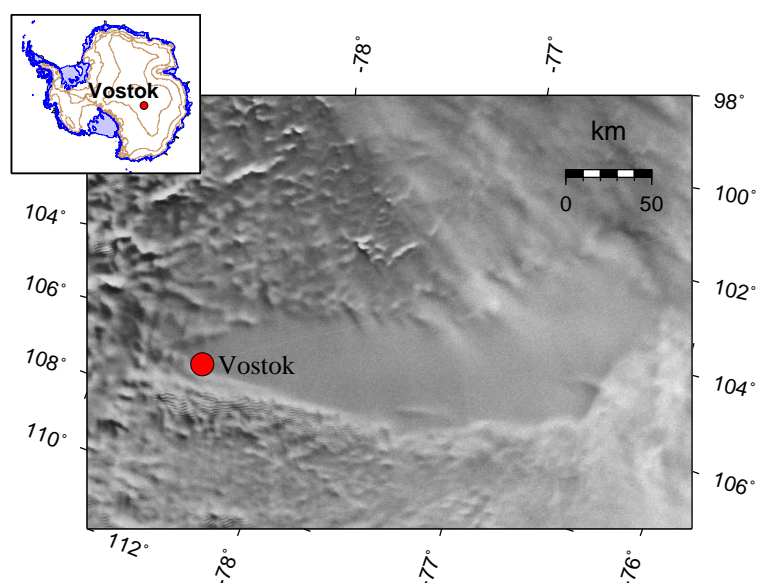
## 4 Erstellung eines präzisen Topographiemodells am Beispiel des Lake Vostok

Informationen über die Oberflächentopographie der Eisschilde bilden eine wichtige Grundlage für verschiedene glaziologische Untersuchungen. In diesem Kapitel soll auf der Basis der ICESat-Laseraltimeterdaten ein Höhenmodell der Eisoberfläche für das Gebiet des Lake Vostok (Ostantarktis) erstellt werden. Im Vorfeld der Modellgenerierung erfolgt zunächst eine eingehende Analyse der Altimeterdaten unter Einbeziehung einer regionalen Kreuzungspunktminimierung zur Erhöhung der relativen Genauigkeit der Altimeterprofile im Arbeitsgebiet.

### 4.1 Lake Vostok – Lage, Entdeckung und Stand der Forschung

Der Lake Vostok gilt als der bekannteste Vertreter subglazialer Seen. Er befindet sich in der Ostantarktis bei etwa  $77,5^\circ$  südlicher Breite und  $106,0^\circ$  östlicher Länge. Die Abbildung 4.1 zeigt ein Radaramplitudenbild des Untersuchungsgebiets. Mit einer Nord-Süd-Ausdehnung von 250 km [Kapitsa u. a. 1996] und einer West-Ost-Ausdehnung von bis zu 50 km ist er zur Zeit der größte von insgesamt mehr als 380 entdeckten subglazialen Seen der Antarktis [Wright und Siegert 2011]. Die Seefläche von insgesamt  $16.000 \text{ km}^2$  [Studinger u. a. 2004] ist vergleichbar mit der Fläche des Freistaates Thüringen.

Die Namensgebung des Sees erfolgte nach der gleichnamigen russischen Forschungsstation, welche sich eher zufällig über dem südlichen Teil des Sees befindet. Die Errichtung der Station Vostok fand bereits während der 2. Sowjetischen Antarktis-Expedition (SAE) im Jahre 1957 an der damaligen Lage des geomagnetischen Südpols statt [Somov 1958] (vgl. Abbildung 4.1). Erste Hinweise über die Existenz des Sees gab es bereits wenige Jahre später. Piloten, welche das Gebiet überflogen, verglichen die Struktur der Eisoberfläche um die Station mit der von zugefrorenen Seen [Robinson



**Abbildung 4.1:** Ausschnitt des Gebiets des subglazialen Lake Vostok aus dem SAR-Mosaik des kanadischen Satelliten Radarsat-1 [Jezek und product team 2002]. Die Eisoberfläche über dem See ist sehr strukturlos. Am südlichen Seerand befindet sich die russische Forschungsstation Vostok.

1960]. Gesichert wurden diese Hinweise allerdings erst viele Jahre später durch flugzeuggestützte Eisdickenradarmessungen [Robin u. a. 1970; 1977]. Diese verfügen im Seebereich über eine sehr glatte und stark reflektierende Eisschildunterseite, welche nur durch eine Wasseransammlung unter dem Eisschild erklärt werden konnte. Die Entdeckung der wahren Ausdehnung des subglazialen Sees gelang schließlich erst mittels Fernerkundungsdaten der ersten *European Remote Sensing Satellite* (ERS-1) Mission [Kapitsa u. a. 1996].

Als größter Vertreter subglazialer Seen zieht der Lake Vostok Forscher verschiedenster Wissenschaftsdisziplinen in seinen Bann. Bereits in den Jahren von 1970 bis 1974 erfolgten eine Reihe von Eiskernbohrungen in bis zu 950 m Tiefe [Lorius u. a. 1985]. Im Jahr 1990 setzte man diese Arbeiten schließlich mit einer Tiefkernbohrung (Bohrloch G5) fort [Petit u. a. 1997]. Auf der Basis des gewonnenen Eiskernes konnte schließlich die Klimageschichte der Erde der letzten 420.000 Jahre rekonstruiert werden [Petit u. a. 1999]. In den vergangenen zwei Jahrzehnten wurden die Eisdickenradarmessungen zur Bestimmung der Seeausdehnung (Seegrenze) und der Eisdicke weiter fortgeführt [Tabacco u. a. 2002, Popov und Chernoglazov 2011, Studinger u. a. 2004]. Mit Hilfe von seismischen Untersuchungen gelang es, die Bathymetrie<sup>7</sup> des Sees zu bestimmen [Masolov u. a. 2001]. Hierbei zeigte sich, dass der See in zwei Bereiche gegliedert ist. Im südlichen Seeteil werden Tiefen bis zu 1.200 m erreicht. Der Nordteil hingegen, ab etwa 77° Süd, ist bis auf ein kleines Becken im äußersten Nordwesten des Sees wesentlich flacher [Studinger u. a. 2003b]. Bestätigt wurden diese Ergebnisse durch das von Filina u. a. [2008] erstellte Bathymetrie- und Sedimentmodell das auf flugzeuggestützten Schwerefelddaten basiert. Wendt u. a. [2005] gelang durch die Auswertung von GPS-Beobachtungen und *Satellite Aperture Radar* (SAR) Daten der Nachweis der Deformation der Eisoberfläche, hervorgerufen durch Seezeiten und durch Luftdruckunterschiede über dem See (inverser Barometereffekt). Auf Basis der Kombination geodätischer [Dietrich u. a. 2007b], geophysikalischer und glaziologischer Beobachtungen untersuchten Richter u. a. [2008] die langzeitliche Höhenstabilität der Eisschildoberfläche sowie die lokale Massenbilanz des Eisschildes im Bereich der Station Vostok. Mit Hilfe von GPS-Messungen konnten für den südlichen Seeteil präzise Fließgeschwindigkeiten abgeleitet werden [Wendt u. a. 2006]. Die Analyse von Altimeterprofilen [Bell u. a. 2006] zeigte, dass große subglaziale Seen durchaus das lokale/regionale Fließverhalten des Eisschildes beeinflussen können. Bell u. a. [2002] bestimmten erstmals Anfriterraten des Seewassers an der Unterseite des Eisschildes für den südlichen Seeteil nahe der Station Vostok. Diese variieren zwischen  $0,7 \text{ cm a}^{-1}$  und  $3,8 \text{ cm a}^{-1}$ . In Verbindung mit den im nördlichen Seeteil auftretenden Schmelzprozessen führt dies zu einem kontinuierlichen Wasseraustausch. Zudem wurden eine Reihe von numerischen Modellsimulationen durchgeführt, um die Zirkulationsprozesse des Wassers im See zu ergründen sowie die Austauschprozesse zwischen dem Seewasser und dem darüber liegenden Eis zu quantifizieren [Williams 2001, Pattyn u. a. 2004, Thoma u. a. 2008; 2011].

## 4.2 Methodik – die regionale Kreuzungspunktanalyse

In den Abschnitten 2.3.2 und 3.3 wurden bereits die auf die Altimetermessung wirkenden Einflüsse sowie deren Reduktionen beziehungsweise Korrekturen vorgestellt. Trotz der Systemkalibrierung und der Anwendung aller Korrekturen und Reduktionen ist es nicht möglich, alle Einflüsse gänzlich auszuschalten. Sie werden vielmehr nur auf ein Minimum reduziert. Die meisten der

---

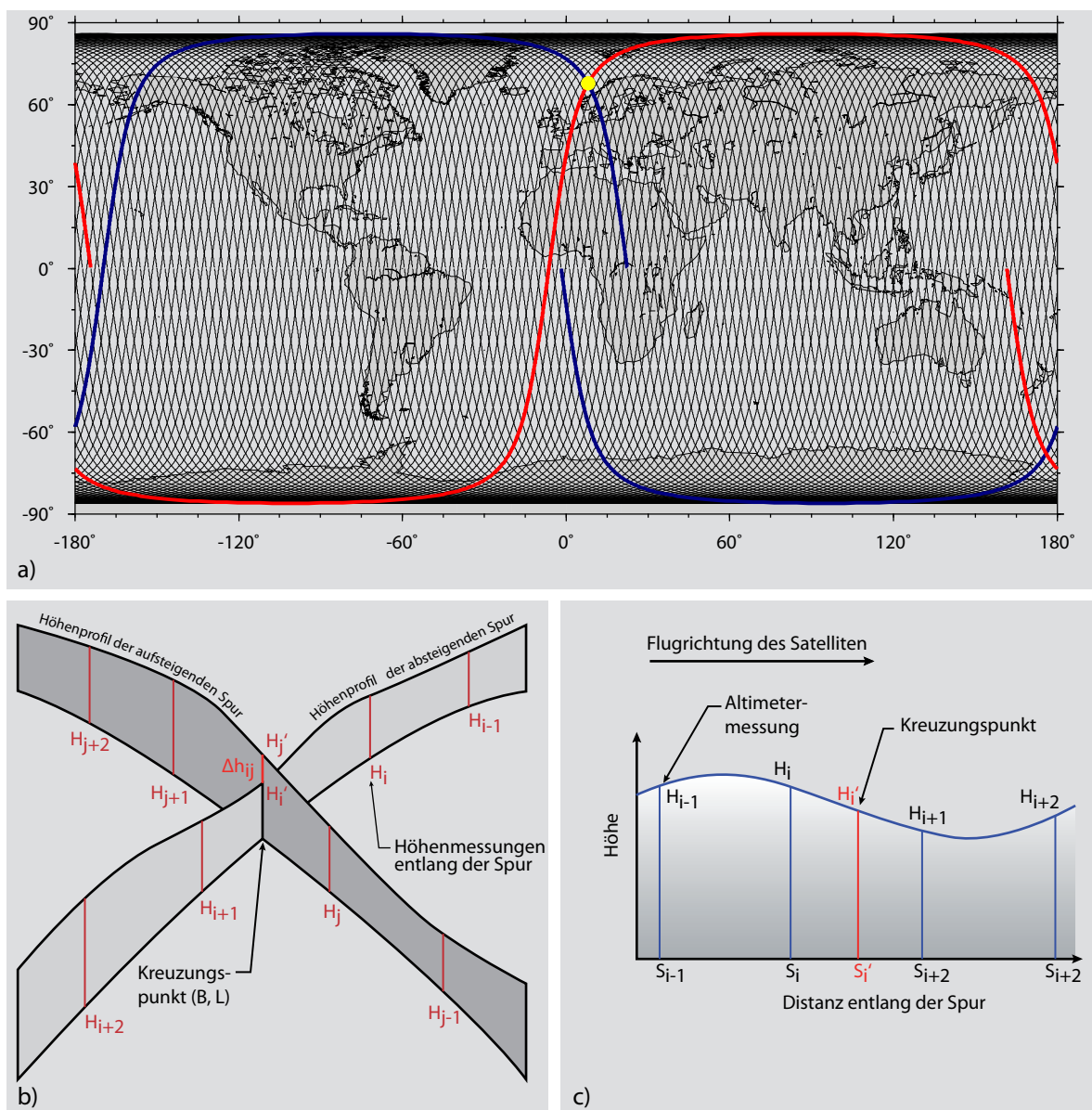
<sup>7</sup>Die Topographie der See-, Ozean- und Meeresböden wird als Bathymetrie bezeichnet.

Fehlereinflüsse wirken dabei in radialer Richtung und können zudem für die Mission oder für Zeitabschnitte der Mission als konstant angenommen werden. Sie beeinflussen damit direkt die zu bestimmende Höhe der Erdoberfläche. Mit Beginn der ersten Satellitenmissionen wurde die regionale Kreuzungspunktminimierung verwendet, um radiale Fehlereinflüsse, und hier in erster Linie die radiale Komponente des Orbitfehlers, zu eliminieren. Eine nichtdynamische Bahnmodellierung ist dann zulässig, wenn ausschließlich radiale Komponenten und kurze Bahnstücke Gegenstand der Analyse sind [Seeber 2003]. Gegenwärtig bieten leistungsfähige Computersysteme die Möglichkeit, selbst rechenintensive dynamische Verfahren der Bahnanpassung in kurzer Zeit zu lösen [Gysen und Coleman 1997]. Trotzdem besitzt die regionale Bahnanpassung durch die Minimierung der Höhendifferenzen der Kreuzungspunkte durchaus ihre Berechtigung, denn oftmals ist selbst nach einer globalen dynamischen Bahnanpassung noch eine regionale Anpassung zweckmäßig [Rummel und Sansò 1993].

#### 4.2.1 Höhendifferenzen der Kreuzungspunkte

Ein Satellit erzeugt in Abhängigkeit von den gewählten Orbitparametern ein reguläres Muster von Bodenspuren auf der Erdoberfläche. Dieses Muster wird im Allgemeinen als Subsatellitenspur bezeichnet. Die räumliche Dichte des Spurmusters und damit die globale Abdeckung und Auflösung der Satellitenmission ist abhängig von dem gewählten Wiederholzyklus bzw. von dem gewählten Wiederholorbit. Unter dem Wiederholzyklus versteht man den Zeitraum, der vergeht, bis der Satellit die exakt gleiche Stelle der Erde und somit die gleiche Bodenspur erneut überfliegt. Ein kompletter Satellitenumlauf wird als *cycle* bezeichnet. Die Subsatellitenbahn auf der Erdoberfläche wird ebenfalls in einzelne Umläufe segmentiert, die sogenannten Referenzspuren (*reference tracks*). Eine Referenzspur beginnt und endet jeweils beim Überflug des Äquators von Süd nach Nord. Im Weiteren werden sie in aufsteigende (von Süd nach Nord) und absteigende (von Nord nach Süd) Spurabschnitte unterteilt. Die Abbildung 4.2a illustriert den eben beschriebenen Sachverhalt.

Im Sinne der Satellitenaltimetrie bezeichnet ein Kreuzungspunkt den Schnittpunkt eines aufsteigenden und eines absteigenden Spurabschnitts zweier Referenzspuren. Die Abbildung 4.2a zeigt das sich ergebende globale Muster der Referenzspuren des 8-Tage-Wiederholorbits, in dem sich der ICESat-Satellit während der Kalibrierungs- und Validierungsphase zu Missionsbeginn befand. In ihr sind, farblich hervorgehoben, zwei Referenzspuren (Nr. 23 - rot, Nr. 119 - blau) sowie deren Kreuzungspunkt (gelb) nahe der norwegischen Atlantikküste dargestellt. Die Berechnung eines Kreuzungspunktes gliedert sich in zwei Abschnitte. In einem ersten Schritt werden zunächst die Lagekoordinaten des Schnittpunktes (B,L) ermittelt. Dies erfolgt in aller Regel durch iterative Verfahren. Die endgültigen Lagekoordinaten werden schließlich durch die jeweils dem Schnittpunkt am nächsten gelegenen Altimetermessungen beider Spuren berechnet (siehe Abbildung 4.2b). Auf der Basis des Schnittpunktes ist man schließlich in der Lage, die beiden Höhen aus den jeweiligen Höhenprofilen der beiden Subsatelliten Spuren zu interpolieren (siehe Abbildung 4.2c). Dies erfolgt auf Basis der nächstgelegenen originären Höhenmessungen. In Abhängigkeit vom verwendeten Interpolationsansatz werden hierfür zwei oder mehr Höheninformationen benötigt. Eine Möglichkeit der Interpolation bieten hier zum Beispiel lineare, quadratische oder kubische Interpolationsfunktionen. Funktionen höheren Polynomgrads werden im Allgemeinen nicht verwendet, da sie oft zu unerwünschten Oszillationen neigen.



**Abbildung 4.2:** a) Globales Muster der auf- und absteigenden Referenzspuren am Beispiel des 8-Tage-Wiederholorbits während der Validierungs- und Kalibrierungsphase der ICESat-Mission. Im Weiteren sind zwei Referenzspuren (Nr. 23 - rot, Nr. 119 - blau) sowie ihr Kreuzungspunkt (gelb) im Nordatlantik dargestellt. b) Höhendifferenz ( $\Delta h_{ij}$ ) am Kreuzungspunkt zweier sich schneidender Höhenprofile. c) Interpolation innerhalb des Höhenprofils einer Satellitenspur an der Position des zuvor ermittelten Kreuzungspunkts.

Alternativ können auch Splines<sup>8</sup> zur Interpolation verwendet werden [Kraus 2000]. Wurden beide Höhen am Kreuzungspunkt ermittelt, kann die Höhendifferenz berechnet werden. Diese sogenannten Kreuzungspunktdifferenzen aller Kreuzungspunkte im Untersuchungsgebiet bilden im Folgenden die Grundlage für die Anpassung der Spuren oder, wie hier im speziellen Fall, der Höhenprofile.

<sup>8</sup>Hierunter versteht man im Allgemeinen stückweise stetige Polynome. Durch die Einführung zusätzlicher Nebenbedingungen werden Oszillationen weitestgehend vermieden.

#### 4.2.2 Minimierungsansatz zur Ermittlung radialer Fehler der Altimetermessungen

Der hier vorgestellte Ansatz zur Ermittlung radialer Fehler der Altimetermessungen basiert auf den Ausführungen von Rummel und Sansò [1993] und Schrama [1989], auf welche für vertiefende Informationen verwiesen sei. Im vorangegangenen Abschnitt wurde bereits erläutert, dass sich der Höhenunterschied am Kreuzungspunkt  $\Delta H_{ij}$  aus der Differenz der beiden in den Altimeterprofilen interpolierten Höhenwerten  $H_i(t_i)$  und  $H_j(t_j)$  ermitteln lässt:

$$\begin{aligned}\Delta H_{ij} &= \Delta H_{ij}(t_i, t_j) \\ &= H_j(t_j) - H_i(t_i) + \Delta\tilde{\zeta} + \nu_p \\ &= H_j - H_i + \Delta\tilde{\zeta} + \nu_p.\end{aligned}\tag{4.1}$$

Die Indizes  $(i, j)$  bezeichnen das jeweilige auf- bzw. absteigende Altimeterprofil zu den Messepochen  $t_i$  und  $t_j$ . Die dritte Komponente  $\Delta\tilde{\zeta}$  der Gleichung 4.1 beschreibt die zeitliche Höhenvariation der sich am Kreuzungspunkt befindenden Erdoberfläche zwischen den beiden Zeitpunkten der Satellitenüberflüge (aufgrund nicht oder nur unvollkommen modellierter Deformationseinflüsse).  $\nu_p$  kennzeichnet hingegen den Fehler der Altimetermessung selbst. Diese beiden Terme werden zu einer Variablen  $\tilde{e}$  zusammengefasst, welche wiederum eine unkorrelierte Zufallsvariable mit dem Erwartungswert  $E(\tilde{e}) = 0$  darstellt. Damit erhält die Gleichung 4.1 die folgende Form:

$$\Delta H_{ij} = H_j - H_i + \tilde{e}.\tag{4.2}$$

Ein radialer Fehler in der Satellitenbahn wirkt sich direkt auf die Höhenbestimmung des Bodenpunktes aus. Die in der Gleichung 4.2 enthaltenen Altimeterhöhen  $(H_i, H_j)$  können nun in jeweils eine fehlerfreie Höhenkomponente  $(H'_i, H'_j)$  und einen radialen Bahnfehler  $(\Delta r_i, \Delta r_j)$  zerlegt werden:

$$\begin{aligned}H_i &= H'_i + \Delta r_i \quad \text{und} \\ H_j &= H'_j + \Delta r_j.\end{aligned}\tag{4.3}$$

Die Substitution der Gleichungen 4.3 in die Gleichung 4.2 führt zu:

$$\Delta H_{ij} = (H'_j - H'_i) + (\Delta r_j - \Delta r_i) + \tilde{e}.\tag{4.4}$$

Nun wird vorausgesetzt, dass die Erdoberfläche im Untersuchungsgebiet keiner weiteren zeitlichen, bis dahin unberücksichtigten Höhenvariation unterliegt ( $H'_j = H'_i$ ). In diesem Fall verschwindet der erste Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.4. Die Höhendifferenz im Kreuzungspunkt setzt sich dann aus den beiden radialen Bahnfehlern  $\Delta r_i$  und  $\Delta r_j$  zusammen. Es ergibt sich schließlich folgende Gleichung:

$$\Delta H_{ij} = \Delta r_j - \Delta r_i + \tilde{e}.\tag{4.5}$$

Für kurze Bahnbögen kann die Satellitenbahn als Keplerbahn formuliert werden [Rummel und Sansò 1993]. Die Gleichung des Bahnradius  $r$  lautet:

$$r = a(1 - e \cos E),\tag{4.6}$$

wobei  $a$  die große Halbachse und  $e$  die Exzentrizität der Keplerbahn repräsentieren.  $E$  bezeichnet die exzentrische Anomalie. In der Regel verfügen die Altimetersatelliten über kreisförmige Bahnen

( $e \approx 0$ ). Aus diesem Grund kann die exzentrische Anomalie ( $E$ ) durch die mittlere Anomalie  $M$  ersetzt werden. Nach der Linearisierung ergibt sich für den radialen Bahnfehler folgender Ansatz:

$$\Delta r = \Delta a + ea \sin(M) \Delta M - a \cos(M) \Delta e. \quad (4.7)$$

$\Delta a$ ,  $\Delta M$  und  $\Delta e$  stellen jeweils die Fehler der Kepler'schen Bahnelemente dar. Diese können für Bahnbögen bis zu einem Satellitenumlauf als konstant angenommen werden. Die mittlere Anomalie kann für jeden beliebigen Zeitpunkt  $t$  aus der mittleren Anomalie zum Zeitpunkt der Referenzepoche  $t_0$  und der mittleren Umlaufbewegung  $n$  berechnet werden:

$$M = M_0 + n(t - t_0), \quad (4.8)$$

wobei sich die mittlere Umlaufbewegung

$$n = \frac{2\pi}{T} \quad (4.9)$$

aus der Bahnperiode  $T$  bestimmen lässt. Unter der Annahme, dass sich der Satellit zur Referenzepoche  $t_0$  im Perigäum befand ( $M_0 = 0$ ), ergibt sich nach der Substitution der Gleichungen 4.8 und 4.9 in die Gleichung 4.7 und nach Vereinfachung ( $M = \mu = \frac{2\pi}{T}(t - t_0)$ ) folgende Gleichung für den radialen Bahnfehler:

$$\Delta r = x_0 + x_1 \sin \mu + x_2 \cos \mu, \quad (4.10)$$

wobei

$$\begin{aligned} x_0 &= \Delta a, \\ x_1 &= ea \Delta M \text{ und} \\ x_2 &= a \Delta e \end{aligned}$$

bezeichnen.

Diese Gleichung des radialen Bahnfehlers ist für Bahnbogenlängen bis zu einem Satellitenumlauf gültig. Für Bahnbögen, die kürzer als 2.000 km sind ( $\sin \mu \approx \mu, \cos \mu \approx 1$ ), kann der radiale Bahnfehler als lineare Funktion dargestellt werden:

$$\Delta r = x_0 + x_1 \mu. \quad (4.11)$$

Für sehr kurze Bahnabschnitte kann er sogar als konstant angenommen werden:

$$\Delta r = x_0. \quad (4.12)$$

Im Fall des Untersuchungsgebiets Lake Vostok ergibt sich durch Substitution der Gleichung 4.12 in die Gleichung 4.5 die folgende Beobachtungsgleichung:

$$\Delta H_{ij} = x_0^j - x_0^i + \tilde{e}. \quad (4.13)$$

Auf der Basis dieser Gleichung erfolgt die Bestimmung der radialen Bahnfehler durch eine Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate (siehe Abschnitt 2.4). Da in den Minimierungsansatz ausschließlich Höhendifferenzen einfließen, ist das Höhenniveau der Gesamtlösung noch nicht festgelegt. Der Datumsdefekt führt dazu, dass das

Normalgleichungssystem zunächst singulär ist. Nach Schrama [1989] wächst der Rangdefekt  $R$  des Normalgleichungssystems quadratisch mit der Anzahl der zu bestimmenden unbekannten Parameter  $p$  pro Spur:

$$R = p^2. \quad (4.14)$$

Für ein sehr kleines Untersuchungsgebiet mit kurzen Bahnbögen, bei denen ein radialer Bahnfehler als konstant angenommen wird, ergibt sich demnach ein Rangdefekt von 1. Werden die Bahnfehler als lineare Funktion approximiert, erhält man einen Rangdefekt von 4. Durch Einführung geeigneter Nebenbedingungen kann der Rangdefekt behoben werden. Hierfür bieten sich verschiedene Möglichkeiten an. So können eine oder mehrere Subsatellitenspuren als fehlerfrei in die Minimierung eingeführt werden. Eine andere Möglichkeit besteht darin, das Höhenniveau auf den Mittelwert aller Spuren zu fixieren [Seeber 2003]. Die letztere Variante bietet sich insbesondere für kleinere Untersuchungsgebiete wie in der hier vorliegenden Arbeit an, wenn keine Spuren (Höhenprofile) als fehlerfrei angenommen werden können. Im Weiteren ist die Kreuzungspunktminimierung nur dann durchführbar, wenn das Normalgleichungssystem überbestimmt ist. Dazu muss die folgende Bedingung erfüllt sein:

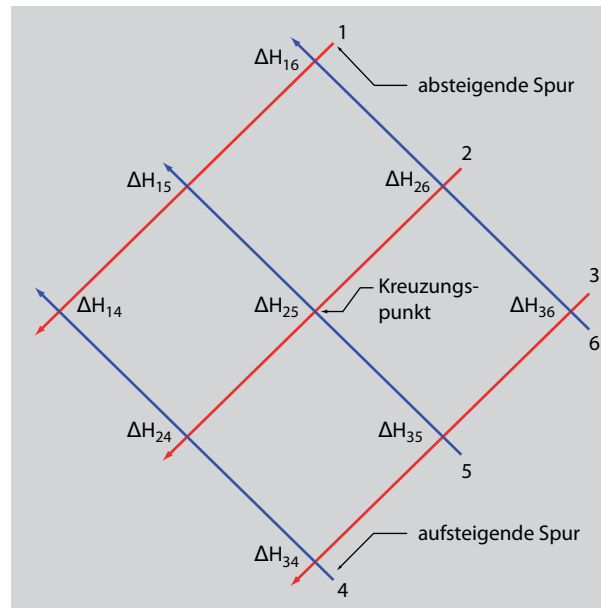
$$(n = k \cdot l) > (m = (k + l)p), \quad (4.15)$$

wobei  $k$  und  $l$  die Anzahl der auf- bzw. absteigenden Spuren repräsentieren.  $n$  bestimmt die Gesamtanzahl der im Untersuchungsgebiet gelegenen Kreuzungspunkte und damit die Anzahl der Beobachtungen. Der Parameter  $p$  beschreibt die Anzahl der pro Spur zu bestimmenden unbekannten Parameter. Damit kennzeichnet  $m$  die Gesamtanzahl der durch die Kreuzungspunktminimierung zu schätzenden Unbekannten. Schließlich liegt ein überbestimmtes Gleichungssystem nur dann vor, wenn mehr Beobachtungen als zu schätzende unbekannte Parameter vorliegen. Im Allgemeinen weicht die Anzahl der real existierenden Kreuzungspunkte von der idealen Anzahl  $n$  ab. Die Hauptursache hierfür sind Datenlücken in den Altimeterprofilen. Aus diesem Grund gilt im Vorfeld der Prüfung der Überbestimmung stets besondere Aufmerksamkeit.

Die Abbildung 4.3 zeigt exemplarisch ein Untersuchungsgebiet mit jeweils drei auf- und absteigenden Satellitenspuren. Unter der Annahme neun vorhandener Kreuzungspunkte ergibt sich auf der Grundlage der Beobachtungsgleichung (Gleichung 4.13) für das Gebiet die folgende Designmatrix:

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & -1 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}. \quad (4.16)$$





**Abbildung 4.3:** Satellitenkonfiguration von jeweils drei auf- und absteigenden Subsatellitenspuren mit ihren Kreuzungspunkten.

Der Beobachtungsvektor mit den zuvor berechneten Kreuzungspunktdifferenzen  $\Delta h_{ij}$  erhält die folgende Form:

$$\mathbf{l} = \begin{bmatrix} \Delta H_{14} & \Delta H_{15} & \Delta H_{16} & \Delta H_{24} & \Delta H_{25} & \Delta H_{26} & \Delta H_{34} & \Delta H_{35} & \Delta H_{36} & 0 \end{bmatrix}^T . \quad (4.17)$$

Die letzte Zeile der Designmatrix  $\mathbf{A}$  und die letzte Komponente des Vektors der Beobachtungen  $\mathbf{l}$  enthalten die Nebenbedingung zur Auflösung des Rangdefekts. Der Vektor der Unbekannten  $\hat{\mathbf{x}}$ , welcher in diesem Fall die zu bestimmenden konstanten radialen Orbitfehler  $x_0^k$  enthält, hat die folgende Struktur:

$$\hat{\mathbf{x}} = \begin{bmatrix} x_0^1 & x_0^2 & x_0^3 & x_0^4 & x_0^5 & x_0^6 \end{bmatrix}^T . \quad (4.18)$$

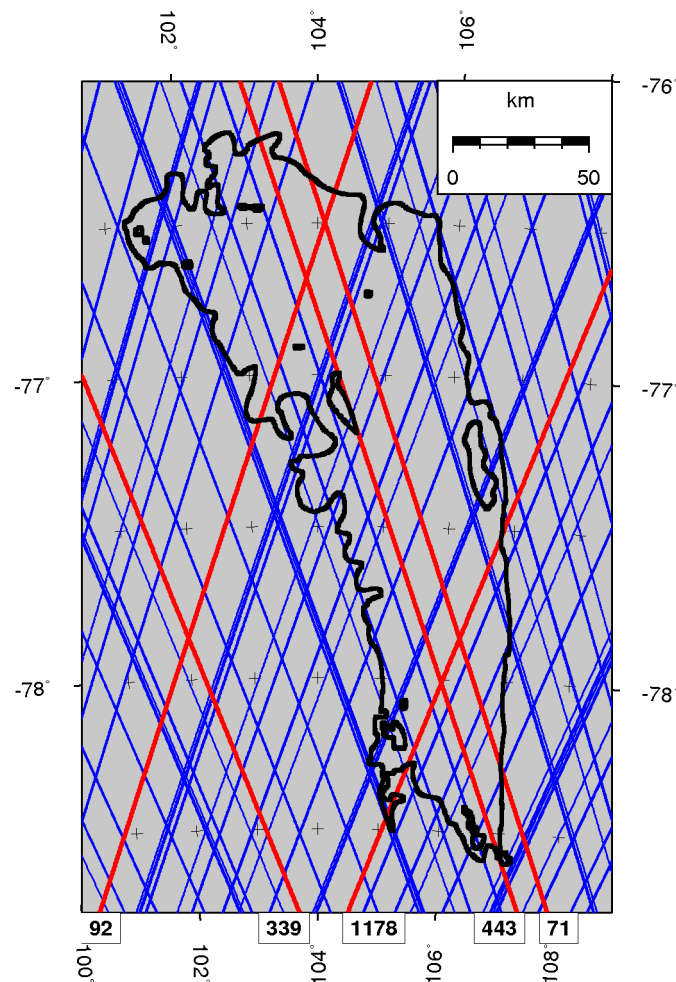
### Begrenzung des Untersuchungsgebietes

Nach Schrama [1989] gibt es zwei grundlegende Ansätze der Gebietsabgrenzung. Eine erste, naheliegende Methode stellt die Begrenzung mittels geographischer bzw. ellipsoidischer Koordinaten dar. Hier ergibt sich allerdings der Nachteil, dass die einzelnen Altimeterspuren bzw. Höhenprofile über unterschiedliche Längen verfügen. Das bedeutet, dass diese Spuren mit einer unterschiedlichen Anzahl an Kreuzungspunkten in die Minimierung eingehen. Bei einer gleichgewichtigen Einführung der Kreuzungspunktdifferenzen dominieren damit die längsten Altimeterspuren die Gesamtlösung. Um diesen Umstand zu vermeiden, kann alternativ das Untersuchungsgebiet durch die auf- und absteigenden Subsatellitenspuren begrenzt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurde trotz seiner Nachteile der erste Ansatz für die Gebietsabgrenzung gewählt. Um die sich hieraus ergebenden nachteiligen Auswirkungen zu kompensieren, erfolgte für das Untersuchungsgebiet des Lake Vostok eine entsprechende weitläufige Gebietsabgrenzung.

### 4.3 Ergebnisse

Für die Erstellung des Topographiemodells der Eisoberfläche wurden ICESat-Altimeterdaten aller zur Verfügung stehenden Laserarbeitszeiträume 1A bis 2F (20.02.2003 – 11.10.2009) herangezogen. Die Begrenzung des Untersuchungsgebiets erfolgte bei 98° und 112° östlicher Länge sowie bei 79,5° und 75,5° südlicher Breite. Wenngleich der Fokus dieser Arbeit auf dem unmittelbaren Seebereich des Lake Vostok liegt, ermöglicht diese großräumige Abgrenzung eine solide Analyse der Altimeterdaten. Abbildung 4.4 zeigt die räumliche Verteilung der ICESat-Spuren im Untersuchungsgebiet. Darüber hinaus werden in dieser und den nachfolgenden Abbildungen die Seegrenze und die im See gelegenen Felsinseln dargestellt [Popov und Chernoglazov 2011]. Sie basieren auf der Auswertung der aufgezeichneten bodenbasierten Eisdickenradarmessungen und wurden dieser Arbeit zur Verfügung gestellt. Obwohl die ICESat-Messungen in der Flugrichtung des Satelliten sehr hochauflöst vorliegen, wird die räumliche Auflösung der Höhenmessungen im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen durch den seitlichen Abstand der Altimeterprofile bestimmt.



**Abbildung 4.4:** Räumliche Verteilung der auf- und absteigenden ICESat-Spuren (blau) im Untersuchungsgebiet. Der seitliche Abstand der Spuren variiert zwischen 10 und 20 km. Die schwarzen Linien kennzeichnen die Seegrenze des Lake Vostok sowie die im Inneren des Sees gelegenen Felsinseln [Popov und Chernoglazov 2011]. Die nachfolgend näher analysierten Referenzspuren (71, 92, 339, 443 und 1178) sind in Rot hervorgehoben.

Dieser variiert zwischen 10 und 20 km. Insgesamt befinden sich im Arbeitsgebiet 991 Höhenprofile mit etwa 1,8 Mio. Einzelmessungen des Laseraltimeters.

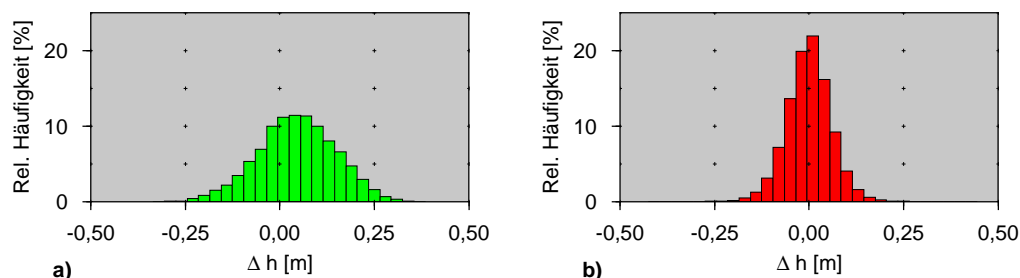
Im ersten Schritt wurden die Altimeterdaten einer Voranalyse unterzogen. Ziel dieser Untersuchung war es, alle fehlerbehafteten Höhenmessungen zu detektieren und von den nachfolgenden Analysen auszuschließen. Die Basis hierfür bildeten die Zusatzinformationen, welche in dem GLAS-Datensatz ebenfalls enthalten sind. Eine detaillierte Aufstellung und Beschreibung aller analysierten Zusatzinformationen kann dem Abschnitt 3.4 entnommen werden. Einen wesentlichen Einfluss auf die Altimetermessung üben nicht detektierte Wolken oder dichte Nebelbänke am Boden aus. Auf Grund der zentralen Lage des Arbeitsgebiets in der Ostantarktis ist der Einfluss von Wolken deutlich geringer als in Gebieten entlang der Küste. Insgesamt wurden auf diesem Wege rund 137.000 Höhenmessungen ausgeschlossen. Dies entspricht in etwa 7,6 % des ursprünglichen Gesamtdatensatzes.

#### 4.3.1 Bestimmung von Offsets für individuelle Höhenprofile

In der ersten Lösung (L1) wurde für jedes im Arbeitsgebiet gelegene Höhenprofil ein konstanter Offset bestimmt. Ziel dieses Ansatzes war es, die einzelnen Höhenprofile bestmöglich aufeinander anzupassen und damit die relative Genauigkeit der Spuren untereinander zu steigern. Das Ergebnis dieser Lösung bildete die Grundlage für die Generierung des Topographiemodells der Eisoberfläche für das gesamte Untersuchungsgebiet.

In einem ersten Schritt wurde zunächst die Leistungsfähigkeit des Minimierungsansatzes untersucht. Hierzu erfolgte ein Vergleich der Höhendifferenzen vor und nach der Minimierung. Um den Einfluss von Interpolationsfehlern auf die Höhendifferenzen zu minimieren, wurden für diese Untersuchung nur die Kreuzungspunkte des unmittelbaren Seegebiets herangezogen. Der See selbst verfügt über eine ebene und strukturlose Eisoberfläche. Die dort vorhandene, sehr kurzwellige Topographie, im Wesentlichen hervorgerufen durch Sastrugies, liegt hinsichtlich ihrer auftretenden Undulationen und ihrer räumlichen Ausdehnung weitestgehend unterhalb des Auflösungsvermögens der ICESat-Altimetermission.

Die Höhendifferenzen der Kreuzungspunkte des Ausgangsdatsatzes im Seegebiet verfügen über einen RMS von 11,1 cm. Die Abbildung 4.5a stellt das Histogramm der originalen Kreuzungspunktdifferenzen dar. Die Verteilung zeigt eine leichte Asymmetrie. Zudem liegt das



**Abbildung 4.5:** Histogramme der Kreuzungspunktdifferenzen ( $\Delta h$ ) der Höhenprofile vor (a) und nach (b) der Minimierung auf Basis der regionalen Kreuzungspunktanalyse für individuelle Höhenprofile (L1).

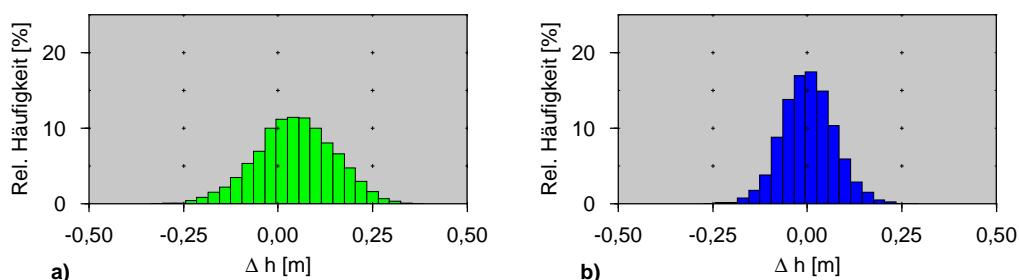
Maximum im positiven Halbraum bei 4,4 cm (Mittelwert). Die Standardabweichung beträgt hier 10,2 cm. Diese geringfügige Abweichung gegenüber dem RMS-Wert ergibt sich aus der asymmetrischen Verteilung der Daten. Hieraus kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die Offsets der einzelnen Höhenprofile einer Systematik unterliegen und ihre Werte damit nicht normal verteilt sind. Im Vergleich dazu verfügen die Kreuzungspunkte der minimierten Höhenprofile (L1) im Seegebiet über einen RMS von 5,2 cm. Ihr Histogramm ist in der Abbildung 4.5b dargestellt. Die Verteilung der Höhendifferenzen ist deutlich symmetrischer. Ihr Mittelwert liegt bei  $-0,4$  cm. Die Standardabweichung von 5,2 cm konnte ebenfalls reduziert werden und entspricht nun dem RMS-Wert. Damit verfügen 64 % ( $1\sigma$ ) der Kreuzungspunkte über Höhendifferenzen kleiner als 5,2 cm. Der Vergleich der RMS-Werte vor und nach der Anpassung der Höhenprofile zeigt somit eine Verbesserung von 53 %.

#### 4.3.2 Bestimmung von Offsets für Laserarbeitszeiträume

Bei der Lösung 2 wurde für alle Höhenprofile des gleichen Laserarbeitszeitraumes ein gemeinsamer Offset ermittelt. Auf ihrer Basis können die ICESat-Altimeterdaten anderer Arbeitsgebiete, wie zum Beispiel des Grönländischen Eisschildes, vor der eigentlichen Analyse um die systematischen Offsets der einzelnen Laserarbeitszeiträume korrigiert werden.

Die Abbildung 4.6 stellt die Histogramme der Höhendifferenzen der Kreuzungspunkte der originalen und der minimierten Höhenprofile gegenüber. Auch für diese Lösung kann eine deutliche Verbesserung verzeichnet werden. Die Kreuzungspunkte im Seegebiet verfügen nach der Minimierung über einen RMS-Wert von 6,8 cm. Wie zu erwarten war, wird damit nicht das Potential der Lösung 1 erreicht. Die Verbesserung gegenüber dem originalen Datensatz beträgt aber immer noch 39 %.

Die Tabelle 4.1 und die Abbildung 4.7a zeigen die für die einzelnen Laserarbeitszeiträume ermittelten Offsets. Für die Arbeitsperiode 2A wurden zwei Offsets bestimmt. Damit wird dem Umstand Rechnung getragen, dass der Satellit in diesem Zeitraum in zwei verschiedenen Orbits arbeitete (8- und 91-Tage-Wiederholorbit). Der Wechsel markierte den Übergang von der Validierungs- und Kalibrierungsphase zum eigentlichen operationellen Modus der ICESat-Mission. Er erfolgte am 04.10.2003. Bei allen angegebenen Offsets handelt es sich immer um die angepassten Höhen abzüglich der originalen Höhenwerte vor der Minimierung. Die ermittelten Offsets variieren in einem Bereich zwischen  $-7,5$  cm (3G) und  $+13,9$  cm (3B). Vom Beginn (1AB) der Mission bis zum Arbeitszeitraum



**Abbildung 4.6:** Histogramme der Kreuzungspunktdifferenzen ( $\Delta h$ ) der Höhenprofile vor (a) und nach (b) der Minimierung auf Basis der regionalen Kreuzungspunktanalyse für Laserarbeitszeiträume (L2).

**Tabelle 4.1:** Ermittelte Offsets (L2) und ihre Unsicherheiten ( $1\sigma$ ) der einzelnen Laserarbeitsperioden (LOP). Die Spalten 3 und 6 geben die Zeiträume der Laserarbeitsperioden an.

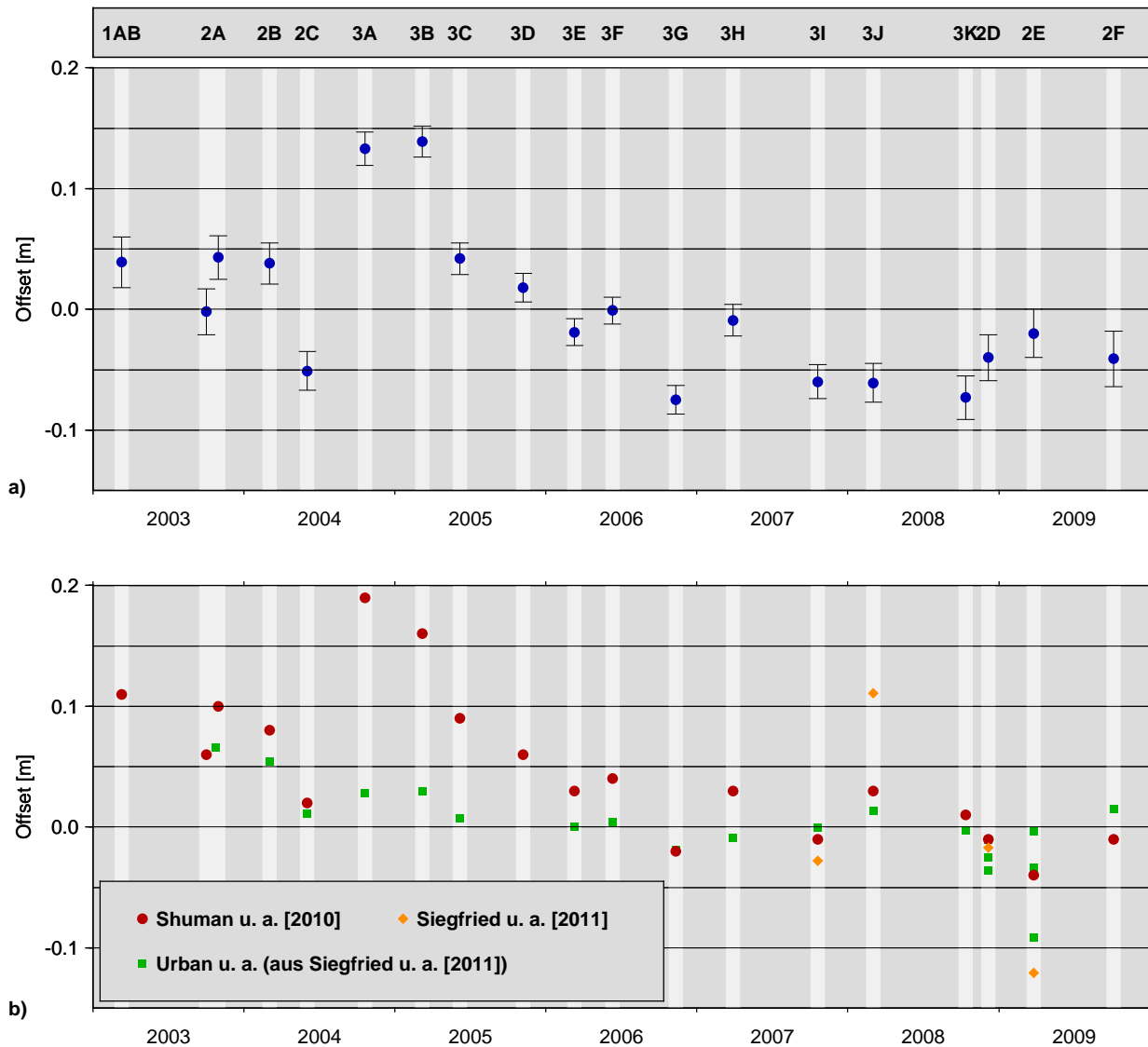
LOP	Offset [cm]	Zeitraum	LOP	Offset [cm]	Zeitraum
1AB	$+3,9 \pm 2,1$	20.02. – 29.03.2003	3F	$-0,1 \pm 1,1$	24.05. – 26.06.2006
2A	$-0,2 \pm 1,9$	25.09. – 03.10.2003	3G	$-7,5 \pm 1,2$	25.10. – 27.11.2006
2A	$+4,3 \pm 1,8$	04.10. – 19.11.2003	3H	$-0,9 \pm 1,3$	12.03. – 14.04.2007
2B	$+3,8 \pm 1,7$	17.02. – 21.03.2004	3I	$-6,0 \pm 1,4$	02.10. – 05.11.2007
2C	$-5,1 \pm 1,6$	18.05. – 21.06.2004	3J	$-6,1 \pm 1,6$	17.02. – 21.03.2008
3A	$+13,3 \pm 1,4$	03.10. – 08.11.2004	3K	$-7,3 \pm 1,8$	04.10. – 19.10.2008
3B	$+13,9 \pm 1,3$	17.02. – 24.03.2005	2D	$-4,0 \pm 1,9$	25.11. – 17.12.2008
3C	$+4,2 \pm 1,3$	20.05. – 23.06.2005	2E	$-2,0 \pm 2,0$	09.03. – 11.04.2009
3D	$+1,8 \pm 1,2$	21.10. – 24.11.2005	2F	$-4,1 \pm 2,3$	30.09. – 11.10.2009
3E	$-1,9 \pm 1,2$	22.02. – 28.03.2006			

3D verfügen fast alle Offsets über positive Werte, während die zeitlich folgenden Offsets (3E bis 2F) alle durchweg negative Werte besitzen. Die formalen Unsicherheiten ( $1\sigma$ ) der Offsets variieren zwischen 1,1 cm und 2,3 cm. Die größten Offsets wurden für die beiden ersten Arbeitsperioden 3A ( $+13,3 \pm 1,4$  cm) und 3B ( $+13,9 \pm 1,3$  cm) des Lasers 3 ermittelt. Auffällig ist, dass die ersten Arbeitsperioden der Laser immer mit den jeweils größten Offsets in Verbindung stehen.

Kotlyakov u. a. [2011] untersuchten ICESat-Altimeterdaten über dem Seegebiet des Lake Vostok, ohne den Offsets der Laser Rechnung zu tragen. Sie ermittelten eine Höhenvariation der Eisoberfläche in einem Bereich von 20 cm und interpretierten diese als real existierende vertikale Deformation. Diese Interpretation kann allerdings nicht durch die Analyse von GPS-Messungen durch Richter u. a. [2008] gestützt werden. Ihre Ergebnisse weisen zweifelsfrei die Höhenstabilität der Eisoberfläche über dem See nach. Die von Kotlyakov u. a. [2011] ermittelte Höhenvariation entspricht aber dem Wertebereich der in dieser Studie erhaltenen Offsets.

Shuman u. a. [2010] analysierten ICESat-Daten über dem Lake Vostok und dem Recovery Lake. Abweichend von der hier vorliegenden Studie wählten sie einen anderen Weg zur Lösung des Rangdefektes. Sie führten in ihren Lösungsansatz alle Höhenprofile der LOP 3J als fehlerfrei ein. Somit lassen sich die absoluten Werte der ermittelten Offsets nicht vergleichen. Die relativen Änderungen zwischen den LOP sollten jedoch ein vergleichbares Muster aufweisen. Die Abbildung 4.7b zeigt die Lösung der Offsets (rote Punkte), welche sich für das Gebiet des Lake Vostok ergab. Ein Vergleich beider Lösungen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung. Auch bei Shuman u. a. [2010] sind die jeweils ersten LOP der unabhängig arbeitenden Laser mit den größten Offsets behaftet. Ihre Untersuchungen ergaben, dass die Offsets sehr stark mit der Energie des vom GLAS emittierten Laserpulses korreliert sind. Darüber hinaus konnten Shuman u. a. [2010] ebenfalls den Nachweis erbringen, dass die Offsets im Zuge der Korrektur der *saturation range correction* bereits deutlich minimiert werden.

Aktuell existieren weitere Publikationen verschiedener Autoren, welche sich der Thematik der ICESat-Laserooffsets widmen. Eine Übersicht der wichtigsten Ergebnisse kann der Veröffentlichung von Siegfried u. a. [2011] entnommen werden. Für einen konsistenten Vergleich wurden, falls



**Abbildung 4.7:** a) Bestimmte Offsets der Laserarbeitsperioden (L2). Die Fehlerbalken kennzeichnen die aus der Schätzung nach der Methode der kleinsten Quadrate erhaltenen Unsicherheiten. b) Vergleich der Lösung verschiedener Publikationen (rote Punkte: Shuman u. a. [2010], grüne Quadrate: Urban u. a. [aus Siegfried u. a. 2011]), orange Rauten: Siegfried u. a. [2011] (LOP: 3I, 3J, 2D, 2E).

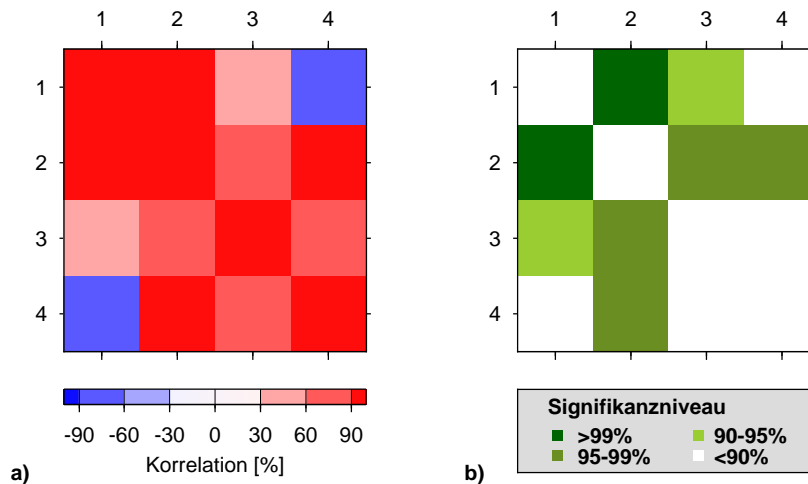
notwendig, die Vorzeichen einiger nachfolgend aufgeführter Offsetlösungen gewechselt. Damit erhalten sie den gleichen Richtungssinn wie die Lösung dieser Arbeit (minimierte Höhe minus originale Höhe – Fehlerwert versus Verbesserung). Fricker u. a. [2005] validierten bereits zu Missionsbeginn die Altimeterdaten über dem Salzsee *Salar de Uyuni*<sup>9</sup>. Hierzu wurde auf der Basis kinematischer GPS-Messungen ein Höhenmodell für ein Teilgebiet des Sees von  $54 \text{ km} \times 45 \text{ km}$  Größe erstellt. Dieses Gebiet wird von zwei ICESat-Referenzspuren (85, 360) überdeckt. Die Validierung erfolgte für insgesamt sechs Laserarbeitszeiträume (2A – 3C). Alle ermittelten Offsets variieren in einem Bereich von  $-33,0 \pm 4,8 \text{ cm}$  (2C, Spur 085) bis  $+102,5 \pm 3,7 \text{ cm}$  bzw.  $+85,0 \pm 53,4 \text{ cm}$  (3B, Spur 85 und 360). Darüber hinaus gelang Fricker u. a. [2005] der Nachweis, dass die ermittelten Offsets nicht nur auf instrumentelle Effekte, sondern auch auf die Eigenschaften

<sup>9</sup>Hierbei handelt es sich mit mehr als  $10.000 \text{ km}^2$  um den größten Salzsee der Welt. Der See liegt in Bolivien in etwa  $3.650 \text{ m}$  Höhe über dem Meeresspiegel. Seine maximale Tiefe beträgt  $70 \text{ m}$ .

der das Altimetersignal reflektierenden Oberfläche zurückgeführt werden können. Während der Regenzeit kann das ansonsten ausgetrocknete Salzbett des Sees durch eine dünne Wasserschicht bedeckt werden. Die größten Offsets wurden von Fricker u. a. [2005] genau für einen solchen Zeitraum ermittelt. Die Wasseroberfläche reflektiert einen anderen Energieanteil des Altimetersignals als der Salzboden. Gunter u. a. [2009] validierten ICESat-Altimeterdaten über dem Ozean. Die Grundlage der Validierung bildete ein auf TOPEX/Poseidon-Radaraltimeterdaten basierendes Modell der mittleren Meeresoberflächentopographie [Urban und Schutz 2005]. Eine aktuelle Lösung der Arbeit von Gunter und Urban für alle zur Zeit verfügbaren Laserarbeitszeiträume zeigt die Publikation von Siegfried u. a. [2011]. Die ermittelten Offsets weisen eine deutlich geringere Variation auf. Sie reichen von  $-9,1 \text{ cm}$  (2E) bis  $+6,6 \text{ cm}$  (2A). Nach ihrer Auffassung misst ICESat die Oberflächenhöhen im Mittel zu niedrig [Gunter u. a. 2009]. Siegfried u. a. [2011] bestimmten selbst Offsets für vier LOPs. Grundlage der Analyse bildete ein Abschnitt der ICESat-Referenzspur 412, welcher sich über dem Grönländischen Eisschild befindet. Die Validierung erfolgte über mittels kinematischer GPS-Messungen gewonnene Höhenprofile. Um den Einfluss der Akkumulation zu minimieren, wurden die kinematischen GPS-Messungen jeweils zeitnah zu den Satellitenüberflügen vorgenommen. Ihre ermittelten Offsets variieren zwischen  $-12,1 \pm 7,1 \text{ cm}$  (2E) und  $+11,2 \pm 3,0 \text{ cm}$  (3J). Diese Spannweite ist somit vergleichbar mit der Lösung dieser Arbeit. Bei der Interpretation muss allerdings berücksichtigt werden, dass das Validierungsgebiet von Siegfried u. a. [2011] nur eine einzige ICESat-Referenzspur (412) abdeckt und zudem relativ klein ist.

Die Abbildung 4.7b stellt die Offsetlösungen der Publikationen von Shuman u. a. [2010], Urban u. a. [aus Siegfried u. a. 2011] und Siegfried u. a. [2011] gegenüber. Die Offsets zeigen eine starke Variation hinsichtlich ihrer absoluten Werte. Einige unterscheiden sich zudem in ihren Vorzeichen. Eine mögliche Ursache dieser Differenzen liegt in den verschiedenen Oberflächen (Eis, Wasser, Salz) der Validierungsgebiete, in denen die ICESat-Altimeterdaten analysiert wurden. Diese Oberflächen verfügen über unterschiedliche physikalische Eigenschaften, welche das Rückstreuvermögen der Oberflächen und somit das zurückkehrende Signal beeinflussen. Zusätzlich basieren die einzelnen Untersuchungen auf verschiedenen Zeiträumen der ICESat-Daten. Im Weiteren wurden für einige der Untersuchungen unterschiedliche Datenversionen (*release* 428, 531) verwendet, welche ihrerseits auf leicht abweichenden Prozessierungsalgorithmen beruhen.

Ungeachtet der eben angesprochenen Differenzen und ihrer möglichen Ursachen zeigen die einzelnen Lösungen eine gute Übereinstimmung in ihren relativen Änderungen zwischen den Arbeitszeiträumen. Wie bereits erwähnt, gilt dies insbesondere für die Lösung dieser Studie gegenüber der von Shuman u. a. [2010]. Aber auch zur Lösung von Urban u. a. [aus Siegfried u. a. 2011] zeigen sich vergleichbare Strukturen. Sie treten hier allerdings gedämpfter auf. Um festzustellen, wie gut die relativen Änderungen der einzelnen Lösungen übereinstimmen, wurden ihre jeweiligen Korrelationswerte berechnet. Die Abbildung 4.8 zeigt eine Zusammenstellung der erhaltenen Korrelationen mit ihren jeweils erreichten Signifikanzniveaus. Zwischen der Lösung dieser Studie und der von Shuman besteht eine Korrelation von 92 %. Dieser Wert verfügt über ein Signifikanzniveau von  $1 \times 10^{-2}$ , was einer Fehlerwahrscheinlichkeit von 1 % entspricht (Fehler erster Art). Die beiden Lösungen sind miteinander hoch signifikant korreliert. Vergleicht man alle Lösungen miteinander, so treten überwiegend positive Korrelationen auf. Lediglich der Vergleich



**Abbildung 4.8:** Matrix der Korrelation (a) und ihrer korrespondierenden Signifikanz (b) zwischen den Offsetlösungen verschiedener Publikationen (1: diese Studie, 2: Shuman u. a. [2010], 3: Urban u. a. [aus Siegfried u. a. 2011], 4: Siegfried u. a. [2011]). Die Nebendiagonalen zeigen farbkodiert die Korrelationswerte bzw. deren erreichte Signifikanzniveaus.

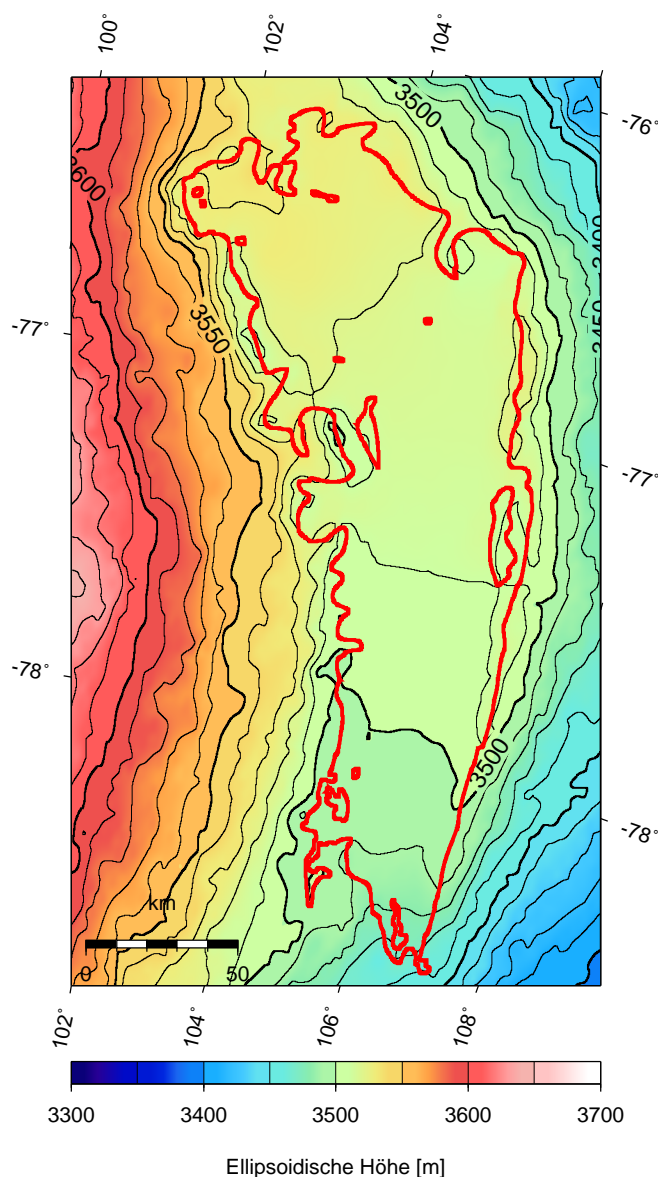
dieser Studie zur Lösung von Siegfried zeigt eine negative Korrelation ( $-81\%$ ). Hier bildeten jedoch nur vier Wertepaare die Basis der Berechnung. Die Offsets entstammen zudem einem Bereich (3K bis 2F), in welchem die Lösungen dieser Arbeit gegenüber allen anderen Publikationen differieren. Sie scheinen gespiegelt zu sein. Das gilt auch im Vergleich zu Shuman. Seine Lösung entstammt dem gleichen Validierungsgebiet und überdeckt auch den gleichen Zeitraum (1AB – 2F). Eine mögliche Ursache liegt in der Modellbildung des Minimierungsansatzes. Bei der Lösung von Shuman wurden Offsets relativ zum Arbeitszeitraum 3J bestimmt. Die relativen Änderungen zwischen den Offsets der LOPs von 1AB bis 3J weisen eine sehr gute Übereinstimmung auf (Korrelation von  $99\%$ ). Ab 3J bis 2F treten hingegen große Differenzen auf (Korrelation von  $-88\%$ ).

#### 4.3.3 Das Höhenmodell der Eisoberflächentopographie

Auf Basis der korrigierten Höhenprofile (L1) wurde ein zweidimensionales digitales Höhenmodell (DHM) der Eisoberfläche erstellt. Für die Generierung wurde ein Algorithmus nach Smith und Wessel [1990] verwendet, welcher zur Klasse der Integralmethoden gehört und als Interpolationsfunktion kubische Splines nutzt. Die Auflösung des Höhenmodells beträgt  $0,1^\circ \times 0,025^\circ$ . Dies entspricht einer metrischen Auflösung von etwa  $2,8\text{ km} \times 2,8\text{ km}$  bei  $77,5^\circ$  Süd. Die ellipsoidischen Höhen beziehen sich auf das TOPEX/Poseidon-Referenzellipsoid. Die Abbildung 4.9 zeigt eine farbkodierte Darstellung. Außerhalb des Lake Vostok wird die Eisoberfläche von einem West-Ost-Gradienten dominiert. Dieser ergibt sich aus dem regionalen Fließverhalten des Eisschildes. Die Eisoberfläche über dem See selbst verläuft sehr eben. Der Neigungsgradient der Oberfläche weicht hier ab. Er verläuft von Nordwesten nach Südosten. Die ellipsoidische Höhe des Eisschildes variiert über dem See lediglich zwischen 3.480 und 3.530 m. Die Geländeneigung ist damit geringer als  $0,02\%$  bzw.  $20\text{ cm km}^{-1}$ .

Die im vorangegangenen Abschnitt 4.3.1 analysierten Kreuzungspunktdifferenzen der korrigierten Höhenprofile (L1) geben zunächst nur einen Aufschluss über die relative Genauigkeit der Höhenprofile zueinander. Für das generierte Höhenmodell werden die größten Unsicherheiten





**Abbildung 4.9:** Höhenmodell der Eisoberfläche des Lake-Vostok-Gebiets. Das Modell basiert auf den korrigierten ICESat-Höhenprofilen der Lösung L1.

innerhalb der Maschen der auf- und absteigenden Profile erwartet. Diese limitieren folglich die Genauigkeit des Höhenmodells. Um das erhaltene Modell der Eisoberfläche hinsichtlich seiner relativen und absoluten Unsicherheit zu evaluieren, wurden verschiedene Ansätze verfolgt, deren Ergebnisse in den folgenden Abschnitten vorgestellt werden.

### Vergleich des Höhenmodells mit ICESat-Höhenprofilen

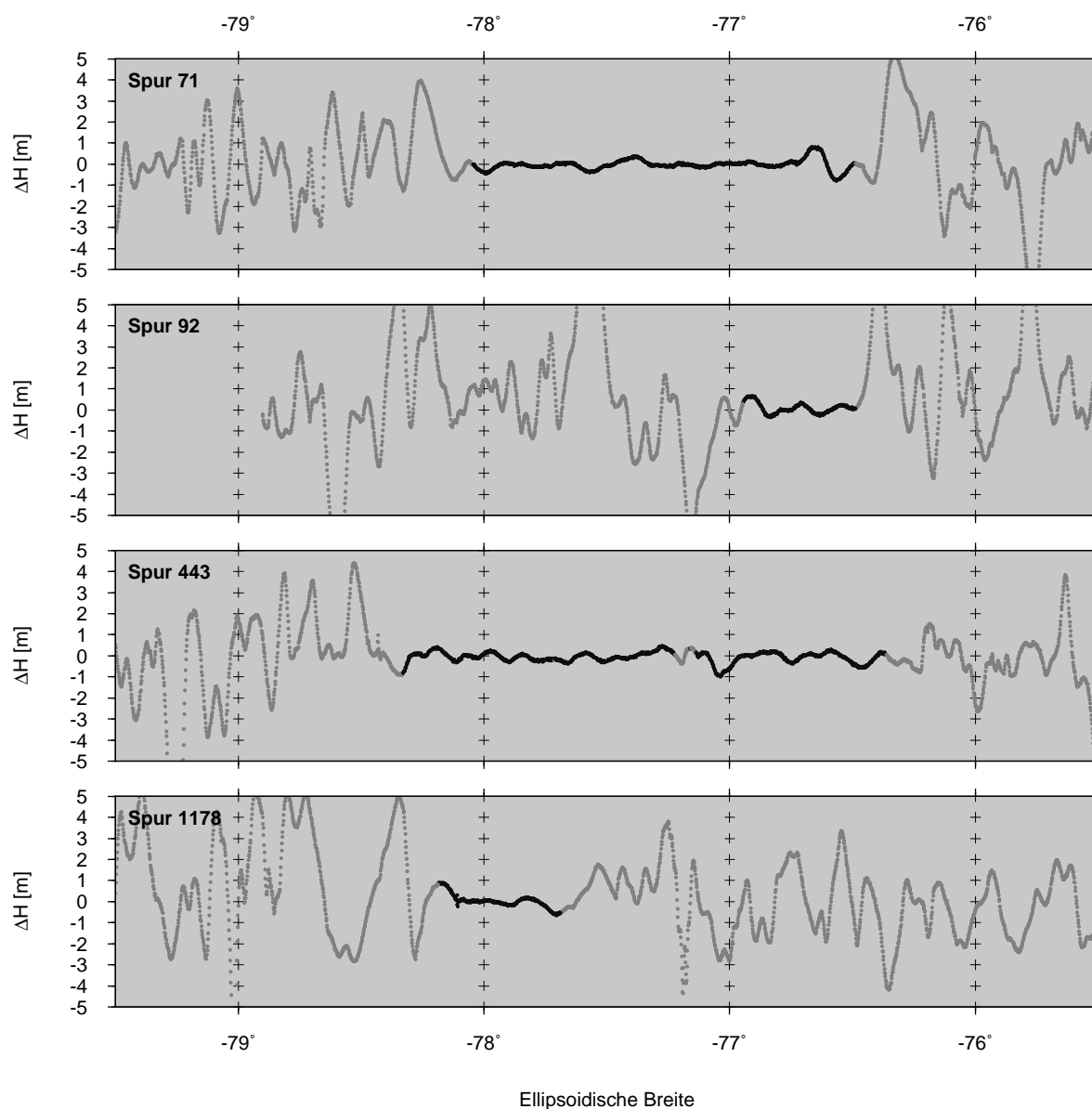
Im ersten Ansatz basiert die Untersuchung der relativen Genauigkeit des Modells auf einem Vergleich mit den Offset-korrigierten Höhenprofilen (L1) selbst. Zu diesem Zweck wurden Testmodelle der Eisoberfläche unter Ausschluss der Höhenprofile einzelner Wiederholspuren generiert. Dann erfolgte eine Interpolation der Höhen aus den Testmodellen entlang der jeweils ausgeschlossenen Höhenprofile. Die Höhendifferenzen aus den korrigierten (L1) und interpolierten Höhenprofilen bildeten die Grundlage für die Abschätzung der Genauigkeit des Höhenmodells (insbesondere innerhalb der Maschen der Altimeterprofile).

**Tabelle 4.2:** RMS-Werte der Höhendifferenzen der zur Untersuchung der relativen Genauigkeit des Höhenmodells herangezogenen Wiederholspuren. Die RMS-Werte wurden sowohl für den unmittelbaren Seebereich als auch für das Arbeitsgebiet außerhalb des Sees berechnet. Für jede Wiederholspur ist zudem der Aufzeichnungszeitpunkt des Höhenprofils sowie der Laserarbeitszeitraum mit angegeben.

Wdh.-Spur Nummer	RMS [m]		Datum	LOP
	Seegebiet	außerhalb des Sees		
71	0,24	1,95	26.10.2003	2A
92	0,23	3,21	28.10.2003	2A
443	0,25	2,28	08.11.2003	3A
1178	0,29	2,12	10.10.2003	2A
Gesamt	0,26	2,35		

Diese Untersuchung basiert auf vier repräsentativen Wiederholspuren. Zwei von ihnen (Referenzspur: 71, 443) verlaufen von Südosten nach Nordwesten nahe der Längsachse des Sees (siehe Abbildung 4.4). Die beiden anderen Spuren (Referenzspur: 92, 1178) überqueren den südlichen bzw. nördlichen Seeteil von West nach Ost. Die Tabelle 4.2 zeigt eine Zusammenstellung der erhaltenen RMS-Werte, sowohl für den unmittelbaren Seebereich als auch für das Gebiet außerhalb des Sees. Bei der Analyse der Profilabschnitte über dem See wurde der Übergangsbereich vom fest gegründeten zum frei schwimmenden Eis ausgeschlossen (10 km), da sich dort spezielle Topographiemerkmale ausbilden [Wendt u. a. 2006], welche die Analyse verfälschen würden. Bis auf das Höhenprofil der Spur 443 (LOP 3A, Oktober bis November 2004) wurden alle anderen Profile mit dem Laser 2 im Arbeitszeitraum LOP 2A von September bis November 2003 gemessen. Innerhalb des Seegebiets variieren die RMS-Werte der einzelnen Wiederholspuren nur in einem Bereich zwischen 0,23 m (Spur 92) und 0,29 m (Spur 1178). Eine der längsten Spuren über dem See, die Wiederholspur 71, koinzidiert nahezu mit der Nord-Süd-Achse des Sees. Sie verfügt über einen RMS-Wert von 0,24 m. Die Abbildung 4.10 zeigt die erhaltenen Höhendifferenzen entlang der vier analysierten Wiederholspuren. Die Profilabschnitte über dem Seegebiet sind schwarz hervorgehoben. Es ist deutlich zu erkennen, dass alle Spurabschnitte des Sees wesentlich geringere Differenzen aufweisen als in den Bereichen des fest gegründeten Eises. Die Spur 1178 besitzt den größten RMS-Wert von 0,29 m. Sie verfügt über den kürzesten Abschnitt der vier Spuren im Seegebiet. Basierend auf allen vier Profilabschnitten wurde ein RMS von 0,26 m für das gesamte Seegebiet ermittelt.

Außerhalb des Lake Vostok treten deutlich größere Höhendifferenzen zwischen den originalen und den interpolierten Höhenprofilen auf. Den größten RMS-Wert hat hier die Spur 92 (3,21 m) zu verzeichnen. Die Werte der anderen Spuren variieren zwischen 1,95 m und 2,28 m. Die Abbildung 4.1 zeigt ein Radar-Amplitudenbild des Lake Vostok sowie seiner näheren Umgebung. Diesem kann entnommen werden, dass außerhalb des Seebereichs die Topographie der Eisoberfläche wesentlich ausgeprägter ist, insbesondere auf kürzeren Wellenlängen, welche von ICESat wegen dessen Aufzeichnungsrate (172 m) nicht erfasst werden können. Zudem fehlen innerhalb der Maschen der auf- und absteigenden Profile gänzlich Höheninformationen. Bei der Generierung des Höhenmodells werden die Höhen an den Gitterpunkten innerhalb dieser Bereiche nur auf Basis der angrenzenden Höhenprofile interpoliert, was zwangsläufig zu größeren Differenzen (Unsicherheiten) führen muss (vgl. Abbildung 4.10). Außerhalb des Sees beträgt der RMS-Wert aller Spuren 2,35 m.

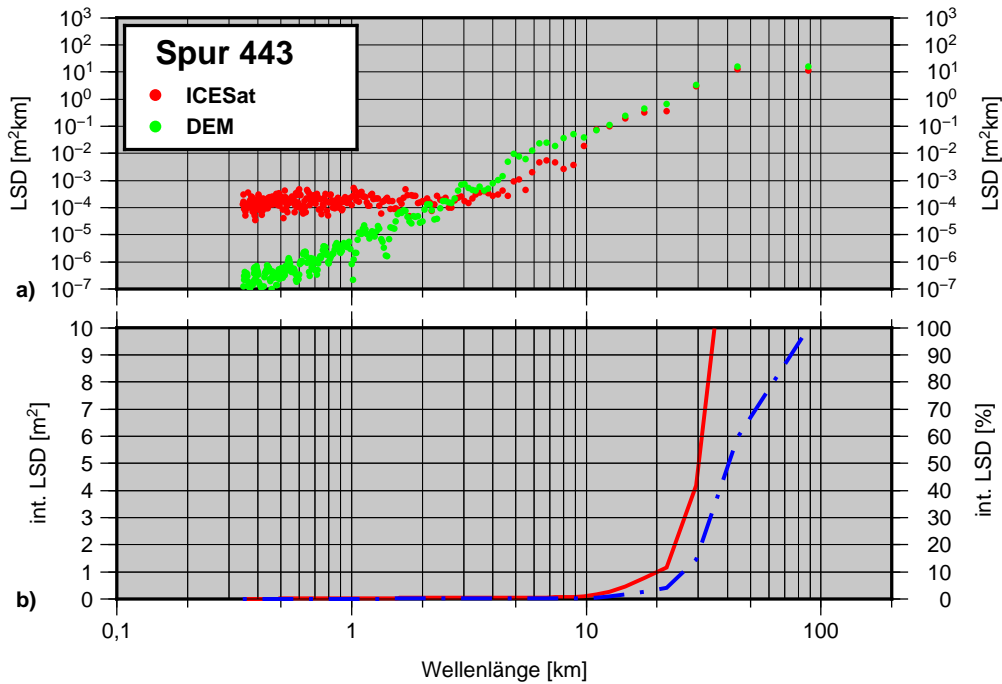


**Abbildung 4.10:** Profile der Höhendifferenzen (DHM minus ICESat-Höhenprofil) als Funktion der ellipsoidischen Breite für vier ICESat-Referenzspuren (71, 92, 443, 1178). Die unmittelbar über dem Lake Vostok gelegenen Profilabschnitte sind in Schwarz dargestellt. In diesen Abschnitten variiert der RMS-Wert der Höhendifferenzen in einem Bereich von 0,23 m (Spur 92) bis 0,29 m (Spur 1178).

### Spektralanalyse ausgewählter Höhenprofile

Exemplarisch wurden ausgewählte Höhenprofile des Arbeitsgebiets einer Spektralanalyse unterzogen. Die Schätzung des Leistungsdichtespektrums (LDS) basiert hierbei auf der durch Welch [1967] beschriebenen Methode. Alle Höhenprofile wurden zuvor um lineare Trends reduziert. Die Untersuchung erfolgte für einen Spurabschnitt des unmittelbaren Seebereichs (Spur 443) sowie für eine ausgewählte Spur (339) außerhalb des Sees.

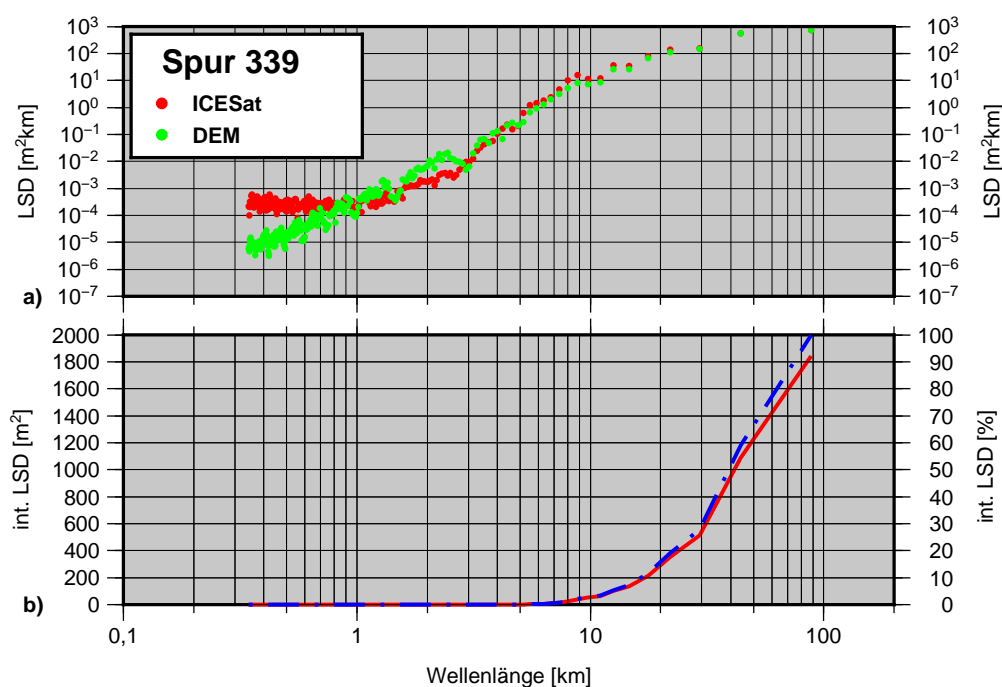
Die Abbildung 4.11a zeigt das Ergebnis der Spektralanalyse für die Wiederholspur 443 (siehe Abbildung 4.4). Die für das originale Höhenprofil ermittelte LDS ist in Rot dargestellt. An den Lokationen der Wiederholspur wurden die Höhenwerte ebenfalls aus dem zuvor generierten Höhenmodell interpoliert und einer Spektralanalyse unterzogen. Das Ergebnis dieser Schätzung



**Abbildung 4.11:** Ergebnis der Spektralanalyse für den Profilschnitt des Seebereichs der Wiederholspur 443. (a) Darstellung des Leistungsdichtespektrums des ICESat-Höhenprofils (rot) und des Höhenmodells (grün). (b) Integriertes absolutes Leistungsdichtespektrum (rot) sowie relativ zum Gesamtenergiegehalt (blau) des ICESat-Höhenprofils.

ist in der Abbildung 4.11a in Grün dargestellt. Das Leistungsdichtespektrum des originalen Höhenprofils weist für Wellenlängen, die kürzer als 5 km sind, ein konstantes Niveau ( $10^{-4} \text{ m}^2/\text{km}$ ) auf. Dieses Niveau hat eine Standardabweichung von 9,6 cm. Dies ist typisch für weißes Rauschen und zeigt damit, dass dieser Spektralbereich keine nennenswerten Topographieinformationen enthält. Für Wellenlängen von mehr als 5 km wird das LDS hingegen durch das topographische Signal der Eisoberfläche dominiert. Das Spektrum des DHMs an der Stelle der Wiederholspur 443 zeigt hingegen, dass durch die Interpolation bei der Generierung des Höhenmodells das Rauschen für Wellenlängen von weniger als 5 km gesenkt werden konnte. Im Spektralbereich von 5 km bis 20 km weist das DHM einen geringfügig höheren Energieanteil als das originäre Höhenprofil auf. Bei der Erstellung des Höhenmodells gehen neben den Höheninformationen der Spur 443 zusätzlich Informationen der diese Spur kreuzenden Profile ein. Somit ergibt sich für das DHM in diesem Spektralbereich ein Informationsgewinn. Für Wellenlängen, die größer als 20 km sind, liefern beide Spektraldichteschätzungen gleiche Energieanteile. Damit zeigt sich, dass für diesen Spektralbereich das DHM den gleichen Signalgehalt wie die ICESat-Laseraltimeterprofile besitzt.

Um besser abzuschätzen zu können, wie sich die Energie der Topographie auf die verschiedenen Spektralbereiche verteilt, wurde das LDS über die Wellenlänge integriert. Die Abbildung 4.11b zeigt das integrierte LDS als Funktion der Wellenlänge in absoluten Werten (rot) sowie relativ zum Gesamtenergiegehalt des Profils (blau). Die Wellenlängen bis 10 km beinhalten eine Energie von nur  $0,09 \text{ m}^2$ . Dies entspricht lediglich 0,3 % des Gesamtenergiegehalts des Höhenprofilabschnitts. Für Wellenlängen bis 15 km beträgt der Energiegehalt bereits  $0,46 \text{ m}^2$  (1,6 %). Etwa 85 % der Gesamtenergie sind im Spektralbereich der Wellenlängen größer als 30 km enthalten.



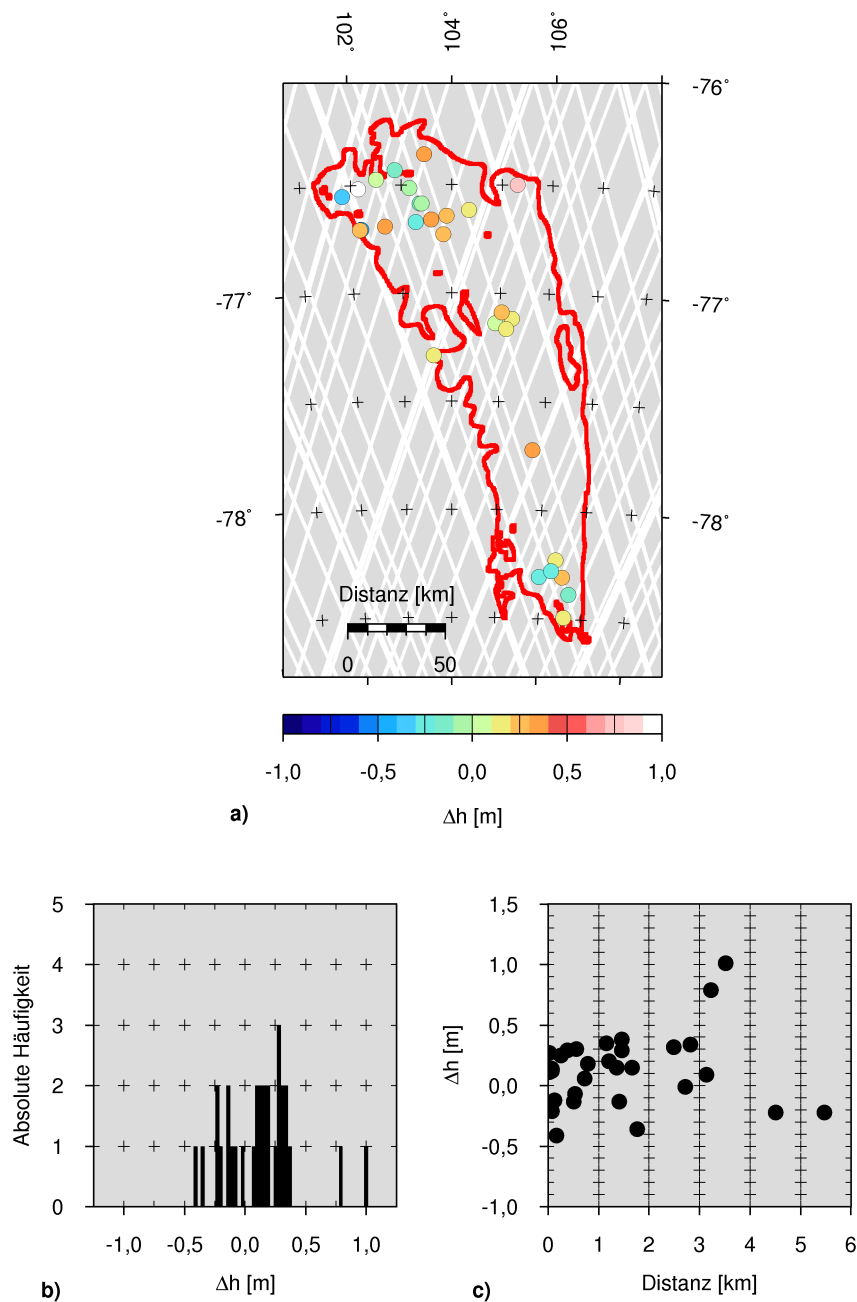
**Abbildung 4.12:** Wie Abbildung 4.11, jedoch für einen Profilschnitt der außerhalb des Seebereichs gelegenen Wiederholspur 339.

Die Abbildung 4.12a stellt das LDS der Wiederholspur 339 (rot) und des Höhenmodells (blau) dar. Diese Spur verläuft außerhalb des Seebereichs durch das Untersuchungsgebiet (siehe Abbildung 4.4). Alle Wellenlängen kürzer als 1 km verfügen über ein konstantes Rauschniveau oberhalb  $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ km}$  (vgl. Spur 443). Dieses konnte im Zuge der DHM-Generierung ebenfalls weiter gesenkt werden, allerdings in einem deutlich geringeren Maß (vgl. Spur 443, Abbildung 4.11a). Das Spektrum der ICESat-Altimeterdaten außerhalb des Sees wird bereits für Wellenlängen größer als 1 km von dem Topographiesignal der Eisoberfläche dominiert. Dieses Ergebnis unterstreicht damit noch einmal die Resultate von Roemer u. a. [2007]. Außerhalb des Sees existieren deutlich mehr Topographiemerkmale, welche den Spektralbereich zwischen 1 km und 5 km dominieren. Es bleibt allerdings festzuhalten, dass alle Merkmale mit Wellenlängen kleiner als 344 m vom GLAS aufgrund des räumlichen Abtastintervalls von 172 m nicht erfasst werden können. Vergleicht man die relativen integrierten LDS beider Wiederholspurprofile, so ist zu erkennen, dass die wesentlichen Unterschiede der Energieverteilung im Spektralbereich zwischen 10 km und 40 km zu finden sind (siehe Abbildungen 4.11b und 4.12b). Die Spur 339 beinhaltet im Spektralbereich bis 15 km bereits 7,3 % des Gesamtenergiegehalts (vgl. Spur 443 mit lediglich 1,6 %).

### Vergleich mit auf GPS-basierten Eisoberflächenhöhen

Die bisherigen Untersuchungen des generierten Höhenmodells stützen sich auf die ICESat-Altimeterdaten selbst und stellen damit eine interne Evaluierung bzw. Genauigkeitsuntersuchung dar. Im Folgenden wird das Modell mit den mittels GPS-Messungen gewonnener Eisoberflächenhöhen verglichen. Von der Analyse wurden diejenigen GPS-Punkte ausgeschlossen, welche sich in unmittelbarer Nähe zur russischen Forschungsstation Vostok befinden. In diesem

Bereich kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Eisoberflächenhöhe von den durch die Stationsgebäude hervorgerufenen Akkumulationsanomalien beeinflusst wird. Im Weiteren ist das räumliche Auflösungsvermögen der ICESat-Altimeterdaten zu gering, um diese Anomalien vollständig zu erfassen. In diese Untersuchung wurden insgesamt 30 GPS-Messpunkte einbezogen, deren Lokationen sich über den gesamten See verteilen (siehe Abbildung 4.13a). Die GPS-Punkte wurden im Zuge von Feldarbeiten zwischen 2001 und 2008 installiert und erstmals beobachtet. Die Observationsdauer der einzelnen Messpunkte variiert zwischen einigen Stunden bis zu zehn



**Abbildung 4.13:** a) Übersicht der auf dem See installierten und beobachteten Messpunkte. Die Farbkodierung kennzeichnet die auftretenden Höhendifferenzen (ICESat-DHM minus GPS-Höhen). b) Histogramm der Höhendifferenzen. c) Darstellung der Höhendifferenzen als Funktion der Entfernung zur nächstgelegenen ICESat-Referenzspur.

Tagen. Die Prozessierung<sup>10</sup> erfolgte mit Hilfe der Bernese-GPS-Software in der Version 5.0 [Dach u. a. 2007]. Vertiefende Informationen hinsichtlich der GPS-Messungen können den Publikationen von Wendt u. a. [2006] und Richter u. a. [2008] entnommen werden. Um einen direkten Vergleich zu ermöglichen, rechnete man alle GPS-Punktkoordinaten vom GRS-80-Referenzellipsoid auf das TOPEX/Poseidon-Referenzellipsoid um. Des Weiteren wurden die GPS-Punkte vom Non-tidal-System in das Mean-tide-System überführt [Ekman 1988]. Weiterhin erfolgte eine Reduktion von der Antennenhöhe auf die Eisoberfläche.

Eine erste Untersuchung verglich die GPS-Punkte direkt mit Einzelmessungen des GLAS. Insgesamt liegen allerdings nur fünf GPS-Punkte in unmittelbarer Nähe zu ICESat-Höhenprofilen (VW06, CNTR, VSW1, VW00, VNC2). Ihre Abstände zu den individuellen Höhenmessungen variieren zwischen 22 m und 79 m. Sie befinden sich damit innerhalb bzw. am Rand der jeweiligen Ausleuchtungszone der ihnen jeweils am nächsten gelegenen Altimetermessung. Um topographieinduzierte Höhenänderungen aufgrund der Distanzen zwischen den GPS- und den ICESat-Messungen zu reduzieren, wurden die ICESat-Messungen um die lokale Topographieneigung korrigiert. Die Basis für diese Korrektur bildete das zuvor erstellte ICESat-basierte DHM. Die erhaltenen Höhendifferenzen variieren im Bereich zwischen  $-0,12$  m und  $0,26$  m. Ihr Mittelwert beträgt  $0,15$  m und verfügt über eine Standardabweichung von  $\pm 0,15$  m ( $1\sigma$ ). Die durch die Altimetermessungen bestimmte Eisoberfläche liegt damit im Mittel etwa 15 cm höher als die durch GPS bestimmten Eisoberflächenhöhen. Aufgrund der nur geringen nicht repräsentativen Anzahl an Punkten ist es allerdings nicht empfehlenswert, das ICESat-Höhenmodell auf Basis des mittleren Offsets (Mittelwert) zwischen den GPS-Punkten und dem Modell absolut zu referenzieren.

Der zweite Schritt basiert deshalb auf einem direkten Vergleich aller GPS-Punkte mit dem ICESat-Höhenmodell selbst. Hierzu erfolgte eine Interpolation der Höhen an den GPS-Lokationen aus dem Höhenmodell. Für die Interpolation wurden drei verschiedene Ansätze verwendet (b-spline, bikubische und bilineare Interpolation). Die Tabelle 4.3 zeigt eine Zusammenstellung der Ergebnisse. Alle drei verwendeten Interpolationsmethoden zeigen eine gute Übereinstimmung. Ihre Mittelwerte weichen nur um wenige Zentimeter voneinander ab. Der bilineare Interpolationsansatz verfügt allerdings über den kleinsten Wertebereich zwischen  $-0,41$  m und  $1,01$  m. Der Mittelwert aller Höhendifferenzen beträgt  $0,13$  m, die Standardabweichung  $\pm 0,30$  m. Der gegenüber Ausreißern robuste Median-Wert ( $0,15$  m) weicht nur geringfügig ab. Gleiches gilt für den mit der Standardabweichung korrespondierenden MAD-Wert ( $0,24$  m) als Maß für die Unsicherheit des Median-Werts. Die weiterführenden Analysen basieren folglich auf den mit diesem Ansatz berechneten Höhendifferenzen. Die Abbildung 4.13a zeigt die räumliche Verteilung der GPS-Punkte über dem See. Die ermittelten Höhendifferenzen sind farbkodiert dargestellt (linearer Interpolationsansatz). Es ist keine Systematik hinsichtlich der räumlichen Verteilung über dem See zu erkennen, weder zwischen dem nördlichen und südlichem Seeteil noch zum Seerand hin. Die Abbildung 4.13b zeigt das Histogramm der Höhendifferenzen. Hier lässt sich eine leichte Asymmetrie erkennen. Im Weiteren wurde untersucht, ob es einen direkten Zusammenhang zwischen dem Abstand der GPS-Punkte zu den ursprünglichen Höhenprofilen gibt, auf deren Basis das

---

<sup>10</sup>Die GPS-Prozessierung erfolgte am Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden und wurde von Herrn Dipl.-Ing. Mathias Fritsche durchgeführt.

**Tabelle 4.3:** Zusammenstellung der im Gebiet des Lake Vostok gelegenen GPS Punkte mit ihren Lokationen und gemessenen Höhen (Spalten 2, 3 und 4). Die Spalten 5 bis 10 enthalten unter Verwendung verschiedener Interpolationsmethoden die korrespondierenden Höhen des ICESat-Höhenmodells und ihre Differenzen gegenüber den GPS-Höhen (DHM minus GPS). Der kürzeste metrische Abstand des GPS-Punktes zur nächstgelegenen ICESat-Referenzspur befindet sich in der Spalte 11. Die GPS-Prozessierung erfolgte durch Herrn Mathias Fritsche vom Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden.

GPS-Punkt	Lokation		Höhe [m]	Höhe - DHM			Höhendifferenz DHM - GPS			Distanz [km]
	ellips. Länge [°]	ellips. Breite [°]		b-spline [m]	bikubisch [m]	bilinear [m]	[m]	[m]	[m]	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
VW06	106,594267	-78,492936	3474,63	3474,95	3474,71	3474,77	0,32	0,08	0,14	0,08
VC10	106,676263	-78,385709	3483,03	3483,00	3482,77	3482,89	-0,03	-0,25	-0,13	0,51
VC20	106,520567	-78,306731	3487,41	3487,68	3487,69	3487,70	0,27	0,28	0,29	0,38
CNTR	106,361079	-78,226320	3490,80	3490,95	3490,91	3490,92	0,15	0,11	0,12	0,07
VSW0	105,997418	-78,308846	3489,82	3489,58	3489,58	3489,60	-0,24	-0,24	-0,22	4,51
VSW1	106,261909	-78,280200	3489,98	3489,76	3489,78	3489,77	-0,23	-0,20	-0,21	0,07
VW00	103,620635	-77,288895	3517,90	3518,14	3517,64	3518,00	0,24	-0,25	0,11	0,02
VC00	105,250087	-77,117619	3513,76	3513,91	3513,89	3513,91	0,16	0,14	0,15	1,36
VC01	104,909416	-77,139921	3514,03	3514,11	3514,12	3514,12	0,08	0,09	0,09	3,14
VC02	105,030468	-77,090662	3514,14	3514,34	3514,33	3514,34	0,20	0,19	0,20	1,21
VC03	105,130211	-77,166654	3513,48	3513,67	3513,66	3513,66	0,18	0,17	0,18	0,79
VC09	105,763472	-77,723343	3503,81	3504,13	3504,12	3504,13	0,32	0,31	0,32	2,49
VNW1	102,195465	-76,704326	3517,54	3517,50	3516,99	3517,13	-0,03	-0,55	-0,41	0,16
VNC0	103,283295	-76,673846	3526,28	3526,03	3526,06	3526,06	-0,25	-0,22	-0,22	5,48
VNC1	103,590848	-76,661051	3523,57	3523,84	3523,96	3523,92	0,27	0,39	0,35	1,16
VNC2	103,896154	-76,646239	3521,20	3521,52	3521,46	3521,47	0,31	0,26	0,27	0,02
VNC4	103,365133	-76,587781	3525,85	3525,75	3525,67	3525,72	-0,11	-0,18	-0,13	1,41
VNX5	103,834024	-76,731181	3520,75	3521,09	3521,18	3521,13	0,34	0,42	0,38	1,46
NVF0	102,166639	-76,704944	3516,47	3516,91	3516,29	3516,72	0,45	-0,18	0,25	0,25
VNN2	102,151031	-76,517023	3528,79	3529,80	3529,78	3529,80	1,01	0,99	1,01	3,52
VNN3	102,513848	-76,475109	3530,65	3530,26	3530,85	3530,71	-0,39	0,20	0,06	0,72
VNN4	102,875276	-76,432361	3527,01	3526,83	3526,98	3526,89	-0,19	-0,03	-0,12	0,13
VNN5	103,162756	-76,517051	3526,47	3526,48	3526,44	3526,46	0,00	-0,03	-0,01	2,72
VNN6	103,469316	-76,360055	3524,50	3524,90	3524,64	3524,80	0,40	0,13	0,30	0,56
VNNS	103,401660	-76,588373	3525,50	3525,51	3525,40	3525,42	0,01	-0,09	-0,07	0,53
VNNT	101,828478	-76,549537	3530,21	3529,74	3529,87	3529,85	-0,47	-0,34	-0,36	1,76
VNC3	104,345935	-76,616748	3519,08	3519,20	3519,30	3519,23	0,12	0,22	0,15	1,67
VNC5	103,833945	-76,731167	3520,84	3521,09	3521,18	3521,13	0,26	0,34	0,29	1,46
VNE1	105,305394	-76,500136	3510,95	3511,82	3511,75	3511,74	0,87	0,80	0,79	3,22
VNW2	102,661895	-76,690777	3527,70	3528,00	3528,13	3528,04	0,31	0,44	0,34	2,82
Minimalwert:							-0,47	-0,55	-0,41	
Maximalwert:							1,01	0,99	1,01	
Mittel:							0,14	0,10	0,13	
Median:							0,17	0,12	0,15	
Standardabweichung:							0,32	0,33	0,30	
MAD:							0,24	0,31	0,24	



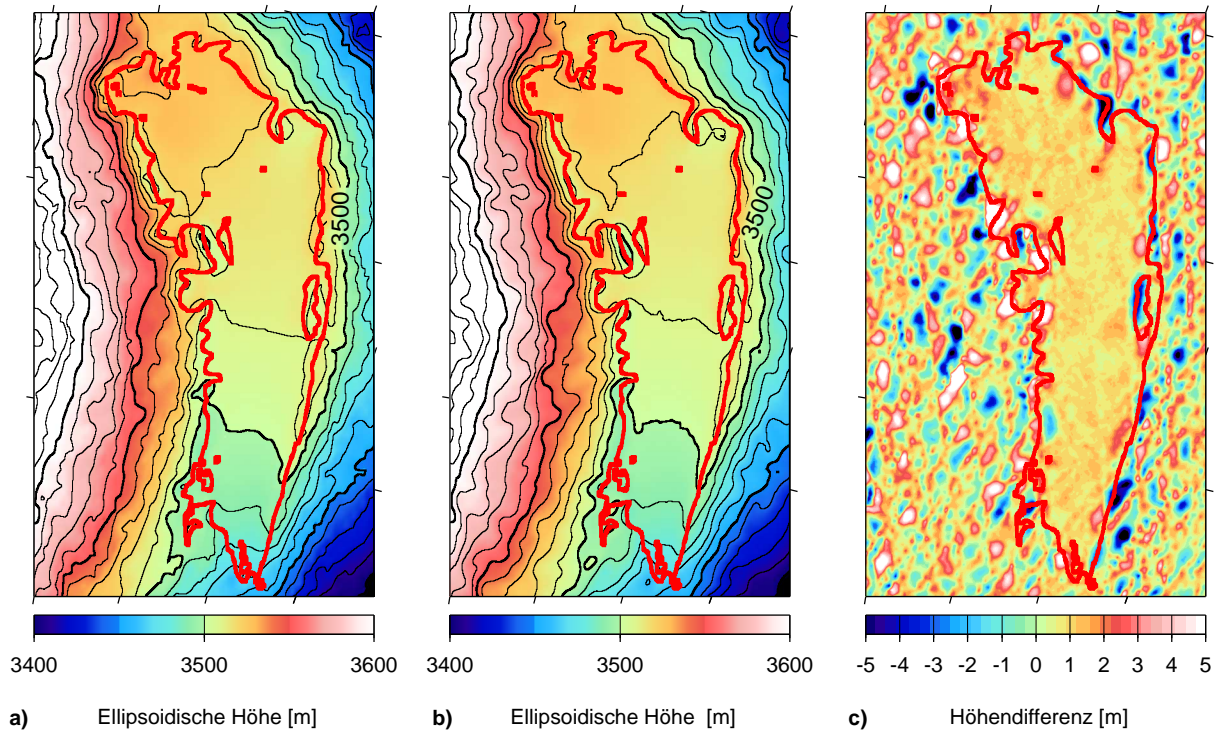
Höhenmodell erstellt wurde. Die Abbildung 4.13c stellt die erhaltenen Höhendifferenzen als Funktion des Abstands zur nächstgelegenen ICESat-Wiederholspur dar. Auch hier ist kein eindeutiger Zusammenhang erkennbar, der darauf schließen lässt, dass entferntere GPS-Punkte über größere Differenzen gegenüber dem Höhenmodell verfügen. Obwohl die größte auftretende Distanz bei etwa 5,5 km liegt, hat dieser GPS-Punkt (VNC0) eine Höhendifferenz von nur  $-0,22$  m gegenüber dem Höhenmodell. Der Punkt VNN2 besitzt die größte Höhendifferenz ( $1,01$  m). Er befindet sich im nordwestlichen Bereich des Sees und hat eine Entfernung von 3,5 km zur nächstgelegenen Spur. Insgesamt 25 GPS-Punkte 83 % haben einen Abstand von weniger als 3,0 km zur nächstgelegenen ICESat-Spur.

### Vergleich mit einem auf ERS1-Radaraltimeterdaten basierenden Höhenmodell

Im Folgenden soll das Höhenmodell dieser Arbeit mit einem auf den Radaraltimeterdaten von ERS-1 (*European Remote Sensing Satellite*) basierenden Höhenmodell der Eisoberfläche verglichen werden. Für die Generierung des Höhenmodells verwendeten Roemer u. a. [2007] einen weiterentwickelten Ansatz zur Korrektur des topographieinduzierten Höhenfehlers, welcher den größten limitierenden Faktor der Radaraltimeterdaten darstellt. Ein Vorteil dieser Mission besteht allerdings in der höheren räumlichen Auflösung der Altimeterdaten. Der seitliche Abstand der Wiederholspuren beträgt im Untersuchungsgebiet etwa 2,0 km [Roemer u. a. 2007]. Die ERS-1-Daten wurden dabei mit dem ICE-2-Algorithmus vorprozessiert, welcher speziell für die Analyse von über Eisschilden gemessenen Altimetersignalen entwickelt wurde [Legrésy u. a. 2005, Rémy u. a. 1999].

Die Abbildungen 4.14a und b stellen die beiden Höhenmodelle gegenüber. Im direkten Vergleich sind kaum Unterschiede zu erkennen. Das ICESat-basierte Höhenmodell verfügt über eine glatter verlaufende Eisoberflächentopographie außerhalb des Lake Vostok. Dies ist vor allem der geringeren räumlichen Auflösung der Laseraltimeterdaten geschuldet. Die Abbildung 4.14c zeigt die Differenzen beider Modelle (ICESat minus ERS-1). Hier ist deutlich das Gebiet des Lake Vostok zu erkennen. Innerhalb des Sees sind die Höhendifferenzen sehr homogen. Die Eisoberfläche des Radarmodells liegt im Mittel um 0,94 m niedriger als die des Laser-basierten Höhenmodells. Hauptursache hierfür sind die unterschiedlichen Signalcharakteristiken. Das Signal des GLAS wird direkt an der Eisoberfläche reflektiert (Oberflächenreflexion). Im Gegensatz hierzu können die Signale der Radaraltimeter in die oberen Firnschichten eindringen und werden dort an verschiedenen Firnhorizonten reflektiert (Volumenreflexion). Folglich wird vom Radaraltimeter eine mittlere Höhe aller Reflexionshorizonte der oberen Firnschichten bestimmt. Dies führt schließlich dazu, dass Radaraltimetermissionen die Höhe der mit Firnschichten bedeckten Eisoberfläche prinzipiell zu niedrig bestimmen. Davis [1997] zeigte für die Antarktis, dass Signale einer Frequenz von 13,8 GHz (Ku-Band) zwischen 5 m und 10 m tief eindringen. Die Form des vom Radaraltimeter empfangenen Rückkehrimpulses ist eine Funktion der Oberflächenrauigkeit, der lokalen Topographieneigung und der Volumenreflexion. In Gebieten mit flacher Oberflächentopographie wird die Form des Rückkehrimpulses von der Volumenreflexion dominiert. Bei der Verwendung eines Schwellwertes<sup>11</sup> von 50 % führt dies zu einer Unterschätzung der Höhe zwischen 1,0 m (Zentralantarktis) und 3,0 m (Küstengebiete) [Davis 1997, Legrésy u. a. 2005]. Hieraus lässt sich schlussfolgern, dass die

<sup>11</sup>Der Schwellwert bezeichnet den Anteil der Gesamtamplitude, welcher an der ansteigenden Signalfanke als Referenzpunkt für die Bestimmung der Raumstrecke verwendet wird.



**Abbildung 4.14:** ICESat-basiertes (a) und ERS1-basiertes (b) Höhenmodell [Roemer u. a. 2007] sowie deren Differenz (c). Innerhalb des Seebereichs sind die Höhendifferenzen nahezu konstant. Das ICESat-basierte Höhenmodell liegt hier im Mittel 0,94 m höher als das ERS1-basierte Höhenmodell.

im Seebereich ermittelte Höhendifferenz (0,94 m) zwischen beiden Modellen auf unterschiedlichen Signaleigenschaften beruht. Da die Höhendifferenz im Seegeniet relativ konstant ist, lässt sich schlussfolgern, dass der Verdichtungsprozess der oberen Firnschichten in diesem Bereich sehr homogen ist.

Außerhalb des Lake Vostok sind größere Variationen anzutreffen. Die Höhendifferenzen schwanken dort zwischen  $-5,0\text{ m}$  und  $5,0\text{ m}$  (4.14c). Es ist deutlich das räumliche Muster der auf- und absteigenden ICESat-Wiederholspuren zu erkennen. Die größere Variation kann dabei auf beide Altimetersysteme zurückgeführt werden. Außerhalb des Sees ist die Eisoberflächentopographie deutlich ausgeprägter. Es sind wesentlich mehr Topographiemerkmale (siehe Abbildung 4.1) mit kürzeren Wellenlängen anzutreffen. Diese können bei der Interpolation (DHM-Generierung) auf Basis der weniger dicht verlaufenden ICESat-Altimeterspuren nur unzureichend erfasst werden. Entlang der ICESat-Spurenlagen im Modell selbst ist die Variation der Höhendifferenzen deutlich geringer ( $-1,0\text{ m}$  bis  $1,0\text{ m}$ ) als in den Bereichen der Spurmaschen. Dies kann durch die hohe räumliche Messauflösung ( $\sim 172\text{ m}$ ) der ICESat-Höhenprofile begründet werden. Das ERS1-basierte Höhenmodell wird in gleicher Weise beeinflusst. Der Einfluss ist durch den geringeren Querabstand der Altimeterspuren natürlich geringer. Darüber hinaus bewirkt die Topographie selbst einen zusätzlichen Fehler. Wie bereits erwähnt, arbeitete ERS-1 mit einer Signalfrequenz von  $13,8\text{ GHz}$ . Signale dieser Frequenz sind schlechter fokussierbar und verfügen aus diesem Grund über eine größere Ausleuchtungszone ( $> 1,0\text{ km}$ ) auf der Erdoberfläche. Das Altimeter bestimmt hierdurch zunächst die Entfernung zum nächstgelegenen topographischen Punkt innerhalb der Ausleuchtungszone. Wird diese Entfernung dann zur Bestimmung der Flughöhe in

Nadirrichtung verwendet, ergibt sich hieraus ein sogenannter neigungsinduzierter Fehler der lokalen Oberflächentopographie. Die Qualität der radarbasierten Höhenmodelle entscheidet sich deshalb in erster Linie durch die Leistungsfähigkeit der Algorithmen, welche die notwendige räumliche Relokation der Radaraltimetermessungen vornehmen. Für vertiefende Informationen sei an dieser Stelle auf die Arbeiten von Roemer u. a. [2007] verwiesen.

#### 4.4 Schlussfolgerungen

Der Lake Vostok eignet sich nicht zuletzt durch seine Größe und die von Richter u. a. [2008] nachgewiesene Höhenstabilität der Eisoberfläche des darüber liegenden Eisschildes besonders als Validierungsgebiet für die ICESat-Altimeterdaten. Die durchgeführten Untersuchungen gliedern sich in zwei Abschnitte.

Im ersten Schritt (Lösung L1) standen die zwischen den Lasern bestehenden Offsets im Fokus der Analyse. Sie stellen zur Zeit den größten limitierenden Faktor in Bezug auf die Messgenauigkeit der ICESat-Mission dar. Verschiedene Autoren (siehe Abschnitt 4.3.2) widmeten sich bereits dieser Thematik. Hierbei wurden zunächst Offsets für alle Höhenprofile im Untersuchungsgebiet bestimmt. Die um diese Offsets korrigierten Höhenprofile verfügen im Seebereich über einen RMS-Wert der Kreuzungspunktdifferenzen von 5,2 cm. Betrachtet man diesen Wert als relative Genauigkeit der Altimeterprofile zueinander, so kann hieraus die Genauigkeit der GLAS-Einzelmessung abgeschätzt werden. Für den vereinfacht angenommenen Fall, dass an einem Kreuzungspunkt direkt Altimetermessungen zweier Profile vorliegen, kann aus der Genauigkeit der Höhendifferenz  $\sigma_{\Delta H} = 5,3 \text{ cm}$  ( $\Delta H = H_2 - H_1$ ) unter Anwendung des Varianzfortpflanzungsgesetzes die Genauigkeit ( $\sigma_H$ ) der Höhenmessungen ( $H_1, H_2$ ) zu  $\sigma_H = \frac{\sigma_{\Delta H}}{\sqrt{2}} = \frac{5,2 \text{ cm}}{\sqrt{2}} = 3,7 \text{ cm}$  abgeschätzt werden. Der dreifache Wert dieser Genauigkeit ( $3\sigma$ ) beträgt 11,1 cm. Die Ergebnisse von Magruder u. a. [2007] stützen diese Genauigkeitsabschätzung. Sie validierten ICESat-Altimeterdaten mit dem *Airborne Laser Terrain Mapper* (ALTM) im Testgelände *White-Sands-Space-Habor* in *New Mexico*. Ihre Analysen zeigten, dass ICESat unter günstigen Bedingungen, wie sie auch am Lake Vostok anzutreffen sind, eine Genauigkeit von 6,7 cm erreicht. Beide Ergebnisse zeigen somit, dass die während der Missionsplanung angestrebte Genauigkeit von 15 cm [Zwally u. a. 2002] eingehalten wurde (vgl. Tabelle 3.1).

Im Anschluss daran erfolgte eine Schätzung (L2) von Offsets für alle Arbeitszeiträume der ICESat-Mission (1A – 2F). Die ermittelten Offsets variieren in einem Bereich zwischen  $-7,5 \text{ cm}$  und  $+13,9 \text{ cm}$ . Sie erreichen damit die während der Missionsplanung angestrebte absolute Messgenauigkeit von  $\sim 15 \text{ cm}$  [Zwally u. a. 2002] und können somit nicht vernachlässigt werden. Ein Vergleich der Lösung dieser Arbeit mit den Lösungen anderer Autoren zeigt deutliche Abweichungen hinsichtlich der absoluten Werte. Die einzelnen Lösungen basieren dabei auf ICESat-Daten unterschiedlicher Validierungsgebiete. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Differenzen aus den unterschiedlichen Oberflächen (Ozean, Salzsee, Eis) und ihren abweichenden physikalischen Eigenschaften resultieren. Die hohen Korrelationswerte zwischen den Lösungen weisen auf eine gute relative Übereinstimmung hin. Ein Vergleich der Offsets dieser Arbeit und der von Shuman u. a. [2010] mit der Lösung von Urban u. a. [aus Siegfried u. a. 2011] lässt die Vermutung zu, dass die über dem Ozean (Urban) ermittelten Offsets lediglich kleiner skaliert

sind. Der Energieanteil des von der Eisoberfläche reflektierten Lasersignals unterscheidet sich stark von dem der Ozeanoberfläche. Fricker u. a. [2005] wiesen auf Probleme bei der Signalverstärkung im Empfänger des Laseraltimeters hin. Diese wirken sich aller Wahrscheinlichkeit nach deutlich stärker als erwartet auf die Höhenbestimmung aus und führen im Weiteren zu den Differenzen in den ermittelten Offsetlösungen. Diese These wird durch die Ergebnisse von Fricker u. a. [2005] untermauert. Dies lässt aber wiederum den Rückschluss zu, dass das Potential der *saturation range correction* noch nicht vollkommen ausgeschöpft werden konnte. Im Hinblick auf die Untersuchung der Altimeterdaten der beiden Eisschilde ist es deshalb wichtig, die Offsets in einem Validierungsgebiet gleicher physikalischer Eigenschaften zu bestimmen. Die gewonnenen Offsets können dafür verwendet werden, die ICESat-Altimeterdaten anderer Gebiete, und hier insbesondere der Kryosphäre, zu korrigieren. Dies ist ein wichtiger Schritt, um systematische Effekte der Altimeterdaten zu minimieren.

Abschließend bleibt festzustellen, dass die ermittelten Offsetlösungen der Publikationen verschiedener Autoren hinsichtlich ihrer absoluten Werte noch stark voneinander abweichen. Weitere Untersuchungen sind somit unerlässlich. Dies ist im Hinblick auf die Massenbilanzbestimmung des Grönländischen und des Antarktischen Eisschildes besonders wichtig. Insbesondere in den Akkumulationsgebieten, in denen nur geringe Höhenänderungen von wenigen Zentimetern pro Jahr auftreten (z. B. Ostantarktis), üben fehlerhafte Offsets einen großen Einfluss aus. Bedingt durch die Flächengröße der Ostantarktis kann sogar das Ergebnis der Massenbilanzbestimmung der gesamten Antarktis beeinflusst werden.

Im Anschluss daran bildeten die minimierten Höhenprofile (L1) die Grundlage für die Erstellung eines präzisen Höhenmodells. Dieses wurde einer tiefgründigen Analyse hinsichtlich seiner Genauigkeit unterzogen.

Zunächst wurden Testmodelle unter Ausschluss einzelner Wiederholspuren generiert. Anschließend wurden die Differenzen der Höhenmodelle gegenüber den jeweils ausgeschlossenen, korrigierten Altimeterprofilen evaluiert. Die vier analysierten Wiederholspuren besitzen einen seitlichen Abstand von etwa 10 bis 15 km zu benachbarten Spuren gleichen Typs (auf- bzw. absteigend). Dies entspricht im Mittel der Maschenweite des Spurmusters im Untersuchungsgebiet. Damit eignen sich die erhaltenen RMS-Werte der Höhendifferenzen dazu, die relative Genauigkeit des Topographiemodells der Eisoberfläche abzuschätzen. Für den Bereich des Lake Vostok verfügt das Modell über eine relative Genauigkeit von 0,3 m. Außerhalb des Sees beträgt die Genauigkeit 2,4 m. Die Spektralanalyse der Spur 443 stützt das Ergebnis für den Seebereich. Die Wellenlängen bis 10 km beinhalten einen Energieanteil von nur  $0,09 \text{ m}^2$ . Dieser Anteil ist nur geringfügig größer als die Varianz ( $0,06 \text{ m}^2$ ) des ermittelten RMS-Werts der Höhendifferenzen (0,25 m, vgl. Tabelle 4.2).

Es erfolgte im Weiteren ein Vergleich mit über dem See gemessenen GPS-Höhen der Eisoberfläche. Die erhaltene Standardabweichung von 0,30 m des Mittelwerts (siehe Tabelle 4.3, bilinearer Interpolationsansatz) reflektiert die Unsicherheiten zweier verschiedener Eingangsdaten. Während es sich bei GPS-Messungen um Punktbeobachtungen handelt, stellen die Altimetermessungen einen gemittelten Höhenwert für die vom Lasersignal ausgeleuchtete Fläche am Erdboden dar. Hierdurch ergibt sich eine erste Filterung, welche im Weiteren durch die Erstellung des Höhenmodells in Verbindung mit dem angewandten Interpolationsalgorithmus nochmals verstärkt wird. Die die GPS-Messungen beeinflussende Mikrotopographie der Eisoberfläche und die Interpolationseffekte bei der

Erstellung des Höhenmodells aus den ICESat-Altimeterdaten sind jedoch schwierig zu quantifizieren und werden aus diesem Grund für die folgende Genauigkeitsabschätzung vernachlässigt. Unter der Annahme, dass die durch die GPS-Messungen bestimmten Eisoberflächenhöhen mit einer Unsicherheit<sup>12</sup> von 0,04 m ( $1\sigma$ ) behaftet sind, ergibt sich für das Höhenmodell eine Genauigkeit von etwa 0,30 m. Das ICESat-Höhenmodell der Eisoberfläche liegt um 0,13 m (Mittelwert) über den Eisoberflächenhöhen der GPS-Messungen. Dieser Offset wurde im Folgenden dazu verwendet, das Höhenmodell auf die GPS-Punkte zu referenzieren.

Der Vergleich des ICESat-basierten Höhenmodells mit einem von Roemer u. a. [2007] publizierten, auf Radaraltimeterdaten basierenden Höhenmodell zeigt im unmittelbaren Seebereich eine relativ konstante Höhendifferenz von +0,94 m. Hieraus lässt sich ableiten, dass innerhalb des gesamten Sees die Kompaktionsraten der Firnschichten konstant sind. Korrigiert man das ERS-1-basierte Höhenmodell um den mittleren vertikalen Offset (0,94 m), treten im Seebereich ausschließlich Höhenvariationen mit einem RMS-Wert von 0,40 m auf. Diese Variation reflektiert die Unsicherheiten beider Höhenmodelle und stützt somit die vorangegangene Genauigkeitsabschätzung des ICESat-Modells (0,3 m für den Seebereich).

## 4.5 Glaziologische Anwendungen des Höhenmodells der Eisoberfläche

Präzise Höhenmodelle der Eisoberfläche kontinentaler Eisschilde bilden eine bedeutende Eingangsgröße für eine Reihe glaziologischer Anwendungen. Im Folgenden werden exemplarisch zwei Anwendungen vorgestellt, in denen das erstellte ICESat-basierte Höhenmodell eine wichtige Grundlage bildete.

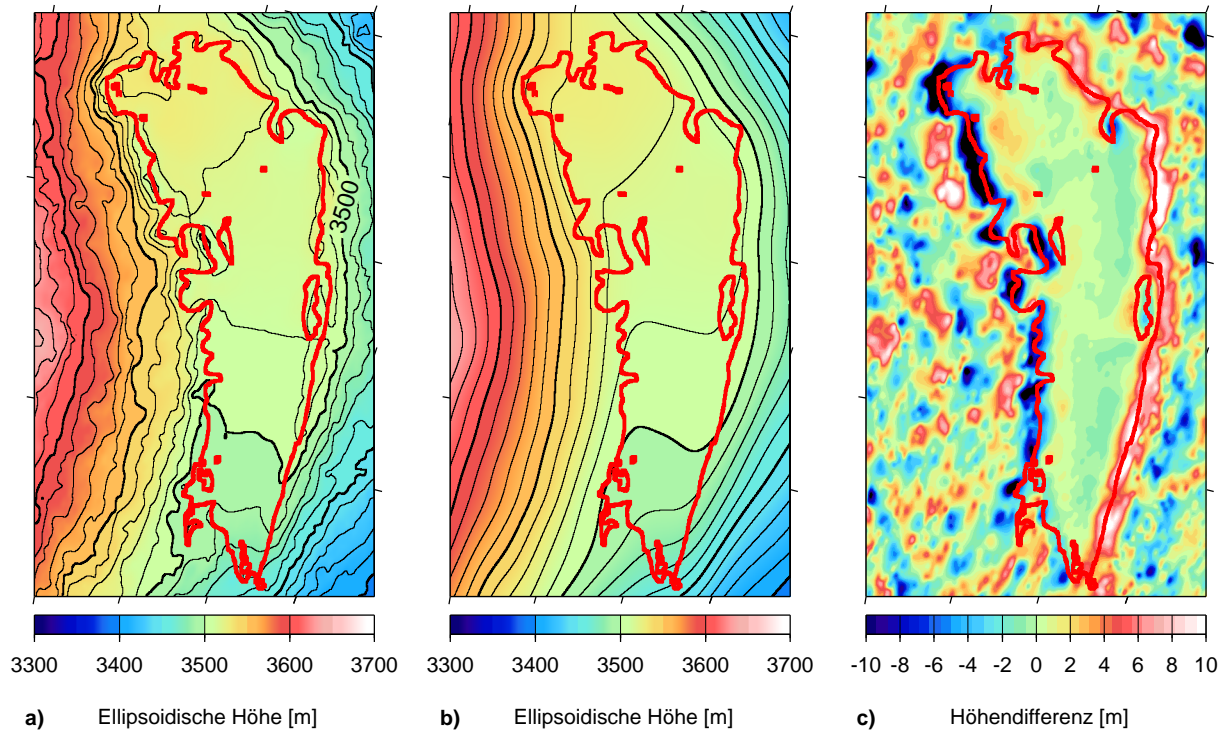
### 4.5.1 Analyse der Eisoberfläche hinsichtlich glaziologischer Strukturen

Zunächst diente das Topographiemodell zur Untersuchung der für subglaziale Seen typischen Oberflächenstrukturen. Hierzu wurde das Modell zunächst einer Tiefpassfilterung unterzogen. Dabei fand ein Gauß-Filter mit einer Halbwertsbreite von 50 km Anwendung. Die Abbildungen 4.15a und b stellen das originale und das Tiefpass-gefilterte Höhenmodell gegenüber. Die rote Linie zeigt den Verlauf der Lake-Vostok-Uferlinie sowie die Lokationen der im See gelegenen Felsinseln. Durch den Abzug des gefilterten Höhenmodells vom originalen Höhenmodell der Eisoberfläche erhält man ein Modell der residualen Höhendifferenzen. Das auf diesem Weg erhaltene Modell, dargestellt in Abbildung 4.15c, entspricht einer Hochpassfilterung und ist Gegenstand der nun folgenden Interpretation.

Innerhalb des Seegebiets weist das residuale Höhenmodell einen sehr glatten Verlauf auf. Die Höhendifferenzen variieren hier in einem Bereich von nur  $-2,0$  m bis  $+2,0$  m. Außerhalb des Sees ist dies anders. Dort sind ausgeprägte, kurzweilige Topographiemerkmale anzutreffen (Höhenvariation von  $-10$  m bis  $+10$  m). Entlang der westlichen und östlichen Seegrenze sind zudem zwei typische Strukturen zu erkennen, welche im Zusammenhang mit dem lokalen Fließverhalten des Eises stehen. Das Eis fließt von West nach Ost über den See. Mit dem Aufschwimmen auf dem See ändert sich der basale Gleitreibungskoeffizient des Eises. Dieser Koeffizient ist für den festen Untergrund (Gestein) höher als für die Wasseroberfläche des Sees. Hierdurch kommt es zu einer leichten Beschleunigung

---

<sup>12</sup>Diese Unsicherheit setzt sich aus der formalen Unsicherheit der GPS-Messung selbst und der Unsicherheit der gemessenen Antennenhöhe über dem Eis zusammen.



**Abbildung 4.15:** Höhenmodell der Eisoberfläche (a) der Lake-Vostok-Region sowie einer Tiefpass-gefilterten Variante (b). Für die Filterung wurde ein Gauß-Filter mit einer Halbwertsbreite von 50 km angewendet. c) Residuales Modell der Höhendifferenzen (Original minus gefiltertes Höhenmodell). Die rote Linie kennzeichnet den räumlichen Verlauf des Seeufers sowie der Felsinseln.

des Eisflusses. Diese führt nun dazu, dass sich an der Eisoberfläche eine kleine Vertiefung entlang der gesamten westlichen Uferlinie ausbildet. Sie besitzt eine Breite von etwa 10 bis 15 km und ist im Mittel 10 m tief. Auf der gesamten gegenüberliegenden, östlichen Uferseite bildet sich hingegen eine kleine Aufwölbung der Eisoberfläche aus. Diese wird aller Wahrscheinlichkeit nach durch die Erhöhung der basalen Gleitreibung verursacht. Das Eis staut sich dadurch leicht auf. Der erstmalige Nachweis dieser beiden Eisoberflächenstrukturen subglazialer Seen gelang bereits Rémy u. a. [1999] auf der Basis von ERS-1-Radaraltimeterdaten, allerdings nur für einzelne Höhenprofile. Bell u. a. [2006] analysierten ICESat- und flugzeugbasierte Altimeterdaten. Ihnen gelang der Nachweis dieser Strukturen in einzelnen Altimeterprofilen des Lake Vostok und des 90° East Lake<sup>13</sup>. An der südlichen und der nördlichen Uferlinie treten im Vergleich dazu keine der beiden Oberflächenstrukturen auf. Dort fließt das Eis nahezu parallel zur Uferlinie.

#### 4.5.2 Das hydrostatische Gleichgewicht des Lake Vostok

Bereits kurz nach Errichtung der russischen Forschungsstation Vostok beschrieben die Piloten der anfliegenden Flugzeuge, dass die Eisoberfläche in diesem Gebiet vergleichbar mit der von zugefrorenen Seen ist (siehe Abschnitt 4.1). Der Vergleich von gemessenen Eisdicken mit korrespondierenden Höhenmessungen der Eisoberfläche führte schließlich zu der Vermutung, dass

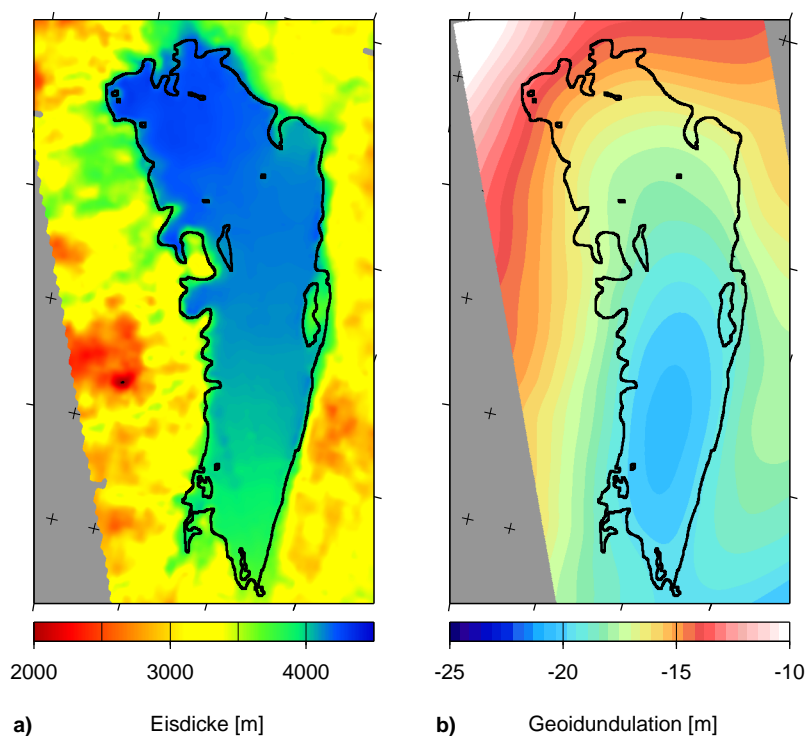
<sup>13</sup>Dieser subglaziale See befindet sich etwa 90 km westlich der Ridge B (Ostantarktis) bei 77,3° Süd und 90° Ost. Er wurde, ebenfalls wie der Lake Vostok, bereits in den 1970er Jahren entdeckt. Die Namensgebung erfolgte aufgrund seiner Hauptausdehnung ( $\sim 120$  km) entlang des 90° Meridians. In West-Ost-Richtung ist er bis zu 20 km breit.



sich das über dem See liegende Eis im hydrostatischen Gleichgewicht befindet [Wendt 2005]. Mit Hilfe des im Zuge dieser Arbeit generierten Eishöhenmodells, eines Eisdickenmodells sowie eines regionalen Geoidmodells wurde schließlich untersucht, in welchem Maß das Eis über dem See das hydrostatische Gleichgewicht erfüllt (siehe auch Ewert u. a. [2012b]).

### Eisdicken- und Geoidmodell

Das Eisdickenmodell basiert auf der Kombination von flugzeug- und bodenbasierten Eisdickenradarmessungen [Siegert u. a. 2011]. Die flugzeugbasierten Radardaten wurden während der *US airborne geophysical survey campaign* in der antarktischen Sommersaison 2001/2002 unter der Leitung des *US National Science Foundation's Support Office for Aerogeophysical Research* (SOAR) gemessen [Studinger u. a. 2003a]. Die bodenbasierten Radardaten sind russischer Herkunft. Ihre Messung fand im Rahmen der Russischen Antarktis-Expedition (RAE) zwischen 1998 und 2008 statt [Masolov u. a. 2006, Popov und Masolov 2007]. Das regional verbesserte Geoid<sup>14</sup> basiert auf gemessenen Freiluftschwereanomalien, welche ebenfalls der *US airborne geophysical survey campaign* 2001/2002 entstammen. Bei der Generierung des Geoids fand der *Remove-compute-restore*-Ansatz nach Forsberg und Tscherning [1981] Anwendung. Als globales Schwerefeld



**Abbildung 4.16:** Eisdicken- (a) und regional verbessertes Geoidmodell (b) des Lake-Vostok-Gebiets. Das Eisdickenmodell basiert auf einer Kombination von flugzeug- und bodenbasierten Radarmessungen [Siegert u. a. 2011]. Bei der Generierung des Geoidmodells fand ein *Remove-compute-restore*-Ansatz Verwendung. Die Grundlage hierfür bildeten gemessenen flugzeugbasierte Freiluftschwereanomalien [Studinger u. a. 2003a]. Als globales Schwerefeld wurde ein GOCE-Modell basierend auf dem *timewise approach* verwendet [Pail u. a. 2011].

<sup>14</sup>Die Generierung des regional verbesserten Geoids erfolgte durch Herrn Joachim Schwabe vom Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden. Das Modell wurde dieser Arbeit zur Verfügung gestellt.

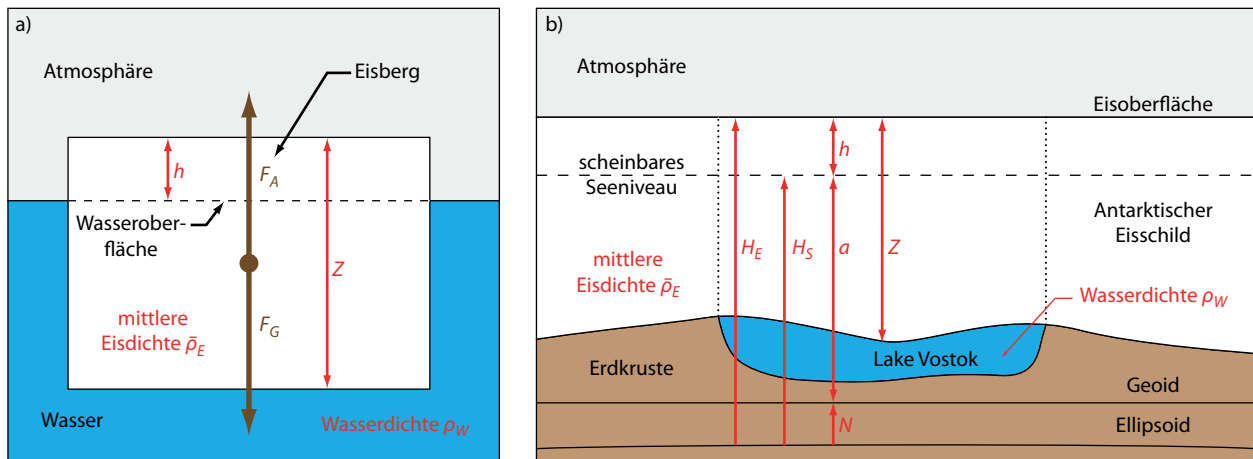
wurde das GOCE-Modell basierend auf dem *timewise approach* (GO\_CONS\_GCF\_2\_TIM\_R2) verwendet, welches bis Grad und Ordnung 250 verfügbar ist [Pail u. a. 2011]. Beide Modelle sind noch einmal in der Abbildung 4.16 dargestellt.

### Ansatz der hydrostatischen Gleichgewichtsprüfung

Die physikalische Grundlage des hydrostatischen Gleichgewichts bildet das Gesetz von Archimedes [Lindner u. a. 1993]. Es besagt, dass die Auftriebskraft  $F_A$  eines Körpers, welche senkrecht nach oben gerichtet ist, gleich der Schwerkraft des vom Körper verdrängten Mediums ist. Entspricht wiederum die Auftriebskraft  $F_A$  der Gewichtskraft  $F_G$  des Körpers (siehe Abbildung 4.17a), so schwebt er in dem Medium. Für den Fall einer im Wasser schwimmenden Eismasse (z. B. Eisberg) konkretisiert sich der Ansatz des hydrostatischen Gleichgewichts nach Horwath u. a. [2006] zu:

$$\bar{\rho}_E Z = \rho_W (Z - h). \quad (4.19)$$

In der Gleichung beschreibt  $Z$  die vertikale Eisdicke,  $h$  die Höhe der Eisoberfläche über dem Wasserspiegel und  $\bar{\rho}_E$  die mittlere Dichte des Eisbergs.  $\rho_W$  kennzeichnet hingegen die Dichte des von dem Eiskörper verdrängten Wassers.  $h$  wird im Allgemeinen als Freibordhöhe bezeichnet. Die Abbildung 4.17a illustriert den soeben beschriebenen physikalischen Zusammenhang. Unter der Verwendung zweier Dichteannahmen sowie der gemessenen Freibordhöhe und Eisdicke kann mit Hilfe der Gleichung 4.19 direkt eine Prüfung des hydrostatischen Gleichgewichts erfolgen. Überträgt man den eben beschriebenen Sachverhalt auf den Eisschild über dem Lake Vostok (siehe Abbildung 4.17b), so ist zu erkennen, dass die Freibordhöhe  $h$  nicht direkt bestimmt werden kann, da das scheinbare Seeniveau  $H_S$  nicht zugänglich ist. Es entspricht der Meeresoberfläche für den



**Abbildung 4.17:** a) Die hydrostatische Gleichgewichtsbedingung für den Fall eines im Wasser schwimmenden Eisbergs. b) Vertikalschnitt durch den Lake Vostok und den darüberliegenden Eisschild zur Darstellung der für die hydrostatische Gleichgewichtsprüfung angenommenen geometrischen Verhältnisse. Hierbei bezeichnen  $F_A$  die Auftriebskraft und  $F_G$  die am Eiskörper angreifende Gewichtskraft. Weiterhin beschreibt  $Z$  die vertikale Eisdicke,  $h$  die Freibordhöhe,  $H_E$  die ellipsoidische Höhe der Eisoberfläche,  $H_S$  die ellipsoidische Höhe des scheinbaren Seeniveaus und  $N$  die Geoidundulation. Im Modellansatz wird zwischen dem Geoid und der scheinbaren Seeniveaufläche ein konstanter Offset  $a$  angenommen.



allgemeinen Fall eines schwimmenden Eisbergs in einem offenen Gewässer. Würde das Eis einer vertikalen Säule über dem See schmelzen, dann entspräche die sich bildende Wasseroberfläche dem scheinbaren Seeniveau. Die Freibordhöhe kann zunächst aus der Differenz der Höhe der Eisoberfläche  $H_E$  und der Höhe des scheinbaren Seeniveaus  $H_S$  beschrieben werden:

$$h = H_E - H_S. \quad (4.20)$$

Im Folgenden wird angenommen, dass die scheinbare Seeniveaufläche eine ausgewählte Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes ist. Diese kann nun als Summe der Geoidundulation  $N$  und eines Offsets  $a$  beschrieben werden:

$$H_S = N + a. \quad (4.21)$$

Bei genauerer Betrachtung ist der Offset  $a$  nicht konstant. Testrechnungen<sup>15</sup> ergaben jedoch, dass die Variation des Offsets innerhalb des Seegebietes kleiner als 5 cm ist und somit unterhalb des Genauigkeitsniveaus der eingehenden Modelle liegt. Nach einer Substitution der Gleichungen 4.20 und 4.21 in Gleichung 4.19 und anschließender Umformung erhält man schließlich:

$$H_E - Z\left(1 - \frac{\bar{\rho}_E}{\rho_W}\right) - N = a. \quad (4.22)$$

Die Prüfung des hydrostatischen Gleichgewichts erfolgt in zwei Schritten. Dies ist notwendig, da der Seespiegel des Lake Vostok nicht zugänglich ist. Zunächst wird auf der Grundlage der Gleichung 4.22 der Offset  $a$  durch eine Ausgleichung bestimmt (siehe Kapitel 2.4). Die Terme auf der linken Seite der Gleichung entsprechen den Beobachtungen. Dieser Arbeitsschritt wird für einen Bereich im Zentrum des Sees durchgeführt. Es wird angenommen, dass das hydrostatische Gleichgewicht hier auf jeden Fall erfüllt wird. Danach erfolgt die Prüfung der hydrostatischen Gleichgewichtsbedingung  $HG$  für das gesamte Seegebiet mit dem folgenden Ansatz:

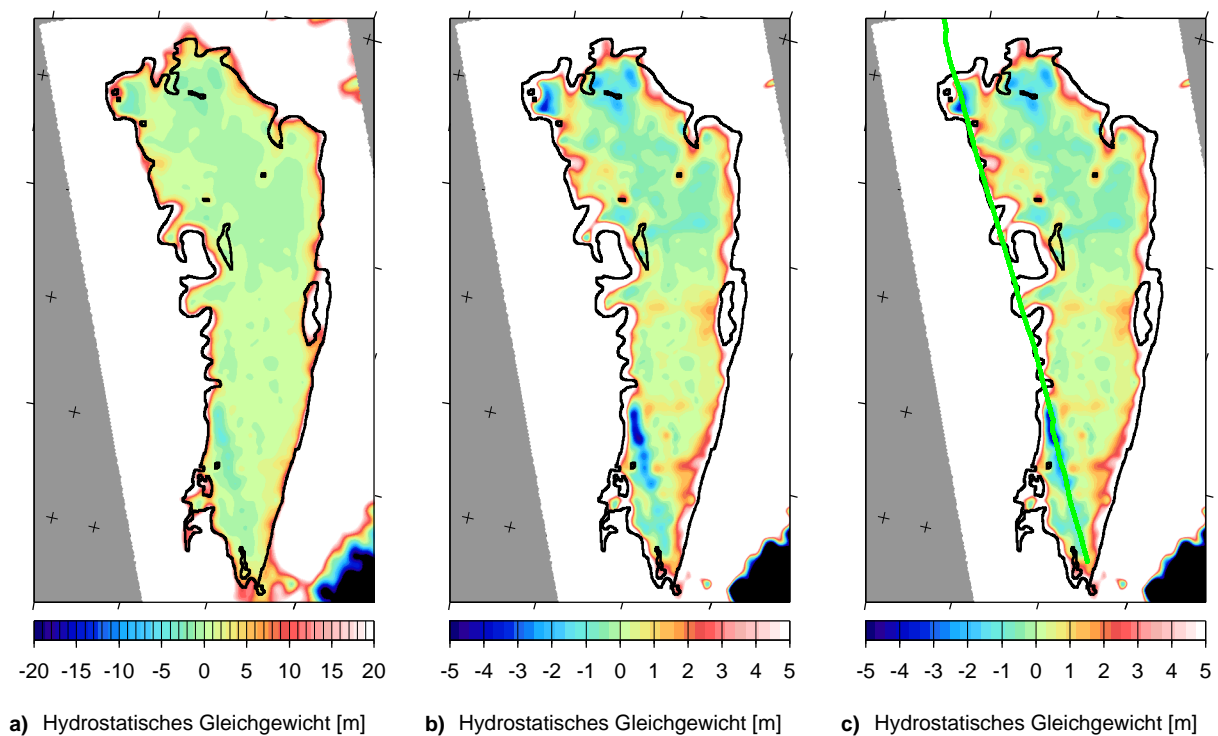
$$HG = H_E - Z\left(1 - \frac{\bar{\rho}_E}{\rho_W}\right) - N - a. \quad (4.23)$$

Die Gleichungen 4.22 und 4.23 setzen voraus, dass für die Prüfung des hydrostatischen Gleichgewichts die beiden Dichten bekannt sind. Untersuchungen ergaben, dass das Seewasser des Lake Vostok leicht salzhaltig ist [Siegert u. a. 2001, Kapitsa u. a. 1996]. In Anlehnung an die Ergebnisse von Wüest und Carmack [2000] basiert die hydrostatische Gleichgewichtsprüfung auf einer Dichte von  $1.016 \text{ kg m}^{-3}$ . Die mittlere Dichte des Eises  $\bar{\rho}_E$  über dem See hingegen ist zunächst unbekannt. Zudem variiert die Eisdicke im Seegebiet zwischen 3.750 und 4.150 m. Dies führt auch bei einer homogenen Akkumulation und einem konstanten Verdichtungsprozess zu einer räumlichen Variation der vertikal integrierten mittleren Dichte. Eine Lösung bietet hier eine Modellbildung des Eisschildes nach Horwath u. a. [2006]. Für den Schild erfolgt dabei eine Trennung des Eises von der in den oberen Firnschichten eingeschlossenen Luft. Das Modell des Schildes setzt sich dann aus einer scheinbaren Luftschicht und einem aus Eis bestehenden Körper (Dichte:  $917 \text{ kg m}^{-3}$ ) zusammen. Mit diesem erweiterten Ansatz ist die Prüfung des hydrostatischen Gleichgewichts ohne eine genaue Kenntnis der mittleren Eisdichte des Schildes durchführbar. Für einen detaillierten Einblick in diesen verfeinerten Ansatz sei an dieser Stelle auf die Publikation von Ewert u. a. [2012b] verwiesen.

<sup>15</sup>Diese Rechnungen wurden von Herrn Joachim Schwabe im Zuge der Erstellung des regionalen Geoidmodells durchgeführt.

## Ergebnisse

Die Abbildung 4.18 zeigt das Ergebnis der hydrostatischen Gleichgewichtsprüfung. Dargestellt ist die metrische Abweichung vom Schwimmgleichgewicht. Es ist zu erkennen, dass in weiten Teilen des Sees das Gleichgewicht in einem Bereich von  $\pm 1$  m variiert. Die größte positive Gleichgewichtsverletzung von etwa 10 m bis 20 m ist entlang der Uferlinie zu verzeichnen, welche diese somit sehr gut reproduziert. Nur kleinere Buchten und schmale Passagen zwischen dem Seerand und nahe gelegenen Felsinseln können mit diesem Ansatz nicht aufgelöst werden. Dies liegt an dem Umstand, dass das Eis nicht sofort frei schwimmt. Vielmehr ergibt sich eine sogenannte Übergangszone, welche im Allgemeinen eine Breite von dem Dreifachen der Eisdicke hat [Vaughan 1994, Rémy u. a. 1999]. Dies entspricht am Lake Vostok in etwa einer Breite von 10 km. Im nördlichen, zentralen Teil des Sees zeigt die Gleichgewichtsprüfung ebenfalls zwei positive Abweichungen von bis zu +3 m. Diese koinzidieren mit den von Popov und Masolov [2007] durch Eisdickenradarmessungen entdeckten Felsinseln. Weiter nördlich wurden durch Eisdickenradarmessungen Felsinseln lokalisiert, an denen keine positive Gleichgewichtsverletzung auftritt. Eine mögliche Erklärung ist, dass diese zu nah an der Seegrenze und damit innerhalb der Übergangszone liegen. Auch am westlichen Ufer befindet sich eine größere Insel, für die ebenfalls keine Gleichgewichtsverletzung detektiert wird. Hier bleibt festzustellen, dass die ICESat-Altimeterdaten, auf denen das Höhenmodell basiert, lediglich den Randbereich der Insel berühren. Die Topographie des Eisschildes über der Insel wird somit nicht erfasst. Darüber hinaus besteht auch die Möglichkeit, dass die Insel die Unterseite des Eises nur leicht oder nicht berührt. In diesem Fall verursacht die Insel auch keine Verletzung des Schwimmgleichgewichts.



**Abbildung 4.18:** Darstellung der metrischen Abweichung vom hydrostatischen Gleichgewicht in verschiedenen Farbstufungen (a, b). c) Abweichung vom hydrostatischen Gleichgewicht sowie Darstellung der Versorgungstrasse (grün), welche von Mirny zur russischen Forschungsstation Vostok führt.

Im südlichen Seebereich tritt eine starke negative Gleichgewichtsverletzung von bis zu  $-4\text{ m}$  zum Vorschein. Sie koinzidiert mit der Versorgungstrasse (siehe Abbildung 4.18c), welche von Mirny zur russischen Forschungsstation Vostok führt. Zweimal pro Jahr wird diese Trasse durch schwere Transportmaschinen befahren, um die Station mit notwendigen Lebensmitteln und Treibstoff zu versorgen. Diese schweren Maschinen verursachen eine höhere Verdichtung der oberen Firnschichten. Der hier für die Prüfung des hydrostatischen Gleichgewichts verwendete Ansatz basiert jedoch auf der Annahme, dass die Firn- und Eisdichte im Seegebiet konstant ist. Lokale Abweichungen, wie zum Beispiel eine höhere Dichte der oberen Firnschichten, führen zu einer negativen Verletzung des Schwimmgleichgewichts.

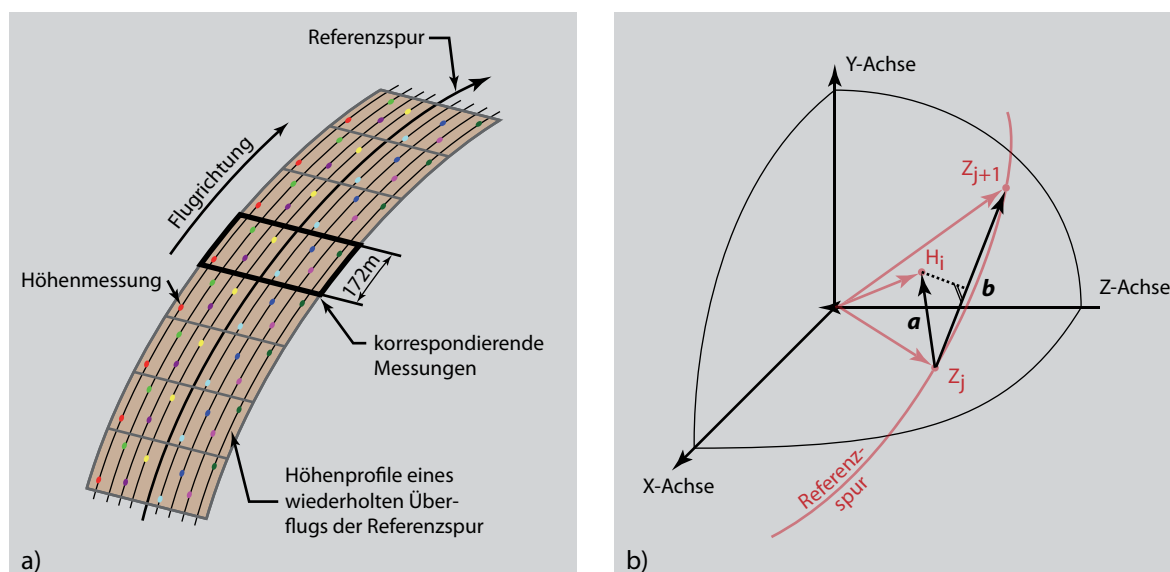
## 5 Ableitung zeitlich linearer Oberflächenhöhenänderungen für den Grönländischen Eisschild

Die Satellitenaltimetrie stellt seit mehr als vier Jahrzehnten globale Höheninformationen der Erdoberfläche zur Verfügung. Eine bedeutende geowissenschaftliche Anwendung der Daten besteht in dem Monitoring des Grönländischen und des Antarktischen Eisschildes. Kapitel 2.2 zeigte eine Zusammenstellung der verschiedenen methodischen Ansätze zur Bestimmung der Massenbilanz kontinentaler Eisschilde und Eiskappen. Die aus der Altimetrie ableitbaren Höhenänderungen bieten die Möglichkeit, die Massenbilanz auf der Basis der geodätischen Methoden zu ermitteln. Wie bereits erwähnt, handelt es sich hierbei um ein direktes Verfahren, da neben den Höhendaten keine weiteren Zusatzinformationen benötigt werden. Im Abschnitt 4.2 wurde erläutert, dass die Höhendifferenzen, die in den Kreuzungspunkten der sich schneidenden auf- und absteigenden Altimeterprofile bestimmbar sind, die Grundlage für eine regionale Spuranpassung bilden können.

Nimmt man an, dass alle Altimeterprofile bereits bestmöglich reduziert und korrigiert wurden, besteht die Möglichkeit, die Kreuzungspunktdifferenzen im Hinblick auf lineare Höhenänderungen eines Eisschildes zu untersuchen. Dieser Ansatz hat allerdings einen großen Nachteil. Es werden nur die Informationen in der unmittelbaren Nähe der Kreuzungspunkte analysiert. Der überwiegende Teil der Messungen entlang der Profile bleibt damit ungenutzt (80 %). Im Gegensatz hierzu bietet die Wiederholspuranalyse die Möglichkeit, das gesamte Potential der Altimeterdaten auszuschöpfen. Diese wird im Folgenden näher vorgestellt. Legrésy u. a. [2006] beschrieben bereits 2006 das Potential dieser Methode bei der Analyse von ERS-1-Radaraltimeterdaten für die Überwachung der Eisschilde sowie kontinentaler Landflächen.

### 5.1 Methodik – Wiederholspuranalyse

Die Orbitparameter der Altimetersatelliten werden im Allgemeinen so gewählt, dass sie in definierten Zeitabständen die Referenzspuren erneut überfliegen. Hierdurch erhält man Zeitreihen von Höhenprofilen für jede Referenzspur. Der Wiederholzyklus von ICESat betrug 91 Tage. Aufgrund technischer Probleme mit den Lasern konnte das System jedoch nur für zwei bis drei Messkampagnen pro Jahr mit durchschnittlich 35 Messtagen operationell betrieben werden. Somit erhielt man über einen Missionszeitraum von fast sieben Jahren für etwa ein Drittel der Referenzspuren zwei bis drei Höhenprofile pro Jahr (siehe Kapitel 3.2). Mit Hilfe von Orbitmanövern wurde sichergestellt, dass sich der seitliche Abstand der einzelnen wiederholten Überflüge gegenüber der Referenzspur auf ein Minimum reduziert. Während der Missionsplanung ging man davon aus, die einzelnen Wiederholspuren am Boden mit einer Genauigkeit von  $\pm 35$  m referenzieren zu können [Zwally u. a. 2002]. Aufgrund von kleineren Fehlern bei der Orientierung des Satelliten sowie durch Differenzen zwischen berechnetem und realem Orbit konnte man diese Genauigkeit nicht erreichen [Pritchard u. a. 2009]. Nahe des Äquators wurden die Altimeterprofile nur mit einer Genauigkeit des seitlichen Abstands von  $\pm 1$  km ( $1\sigma$ ) referenziert, in den höheren Breiten ( $> 59^\circ$  Arktis,  $< -60^\circ$  Antarktis) immerhin mit einer Genauigkeit von  $\pm 100$  m ( $1\sigma$ ) [Schutz u. a. 2005].



**Abbildung 5.1:** a) Schematische Darstellung einer ICESat-Referenzspur sowie ihrer wiederholt gemessenen Höhenprofile. Die farbkodierten Punkte kennzeichnen die Höhenmessungen der einzelnen Profile. Das schwarze Rechteck markiert korrespondierende Höhenmessungen. b) Schematische Darstellung des Ansatzes zur Erstellung der Wiederholspurprofile. Hierbei beschreibt  $a$  den Differenzvektor zwischen der Altimetermessung  $H_i$  und dem Zentralpunkt  $Z_j$ . Weiterhin kennzeichnet  $b$  den Differenzvektor zwischen dem aktuellen ( $Z_j$ ) und nachfolgenden ( $Z_{j+1}$ ) Zentralpunkt. Die Altimetermessung befindet sich innerhalb einer Box, wenn die Länge des auf  $b$  projizierten Vektors  $a$  kleiner oder gleich 86,0 m ist.

### 5.1.1 Analyse korrespondierender Altimetermessungen entlang der Referenzspuren

Die Abbildung 5.1a stellt noch einmal den eben beschriebenen Sachverhalt dar. Die einzelnen Altimeterprofile liegen in einem schmalen Band ( $\pm 100$  m) um die Referenzspur. Sie können nur endlich genau auf die Referenzspur fixiert werden. Des Weiteren liegen die Altimetermessungen verschiedener Überflüge nicht an exakt gleicher Stelle entlang der Spur. Diese beiden Umstände führen dazu, dass man keine direkten Höhendifferenzen zwischen benachbarten Altimetermessungen verschiedener Überflüge bilden kann. Alle Höhenmessungen werden im Folgenden dann als korrespondierende Messungen bezeichnet, wenn sie sich innerhalb eines Abschnitts von 172 m entlang der Referenzspur befinden (siehe Abbildung 5.1a). Dies entspricht der räumlichen Auflösung der Höhenprofile in Flugrichtung. Damit wird sichergestellt, dass in die folgenden Analysen keine Höhenmessung mehrfach eingeht.

Um korrespondierende Messungen rechentechnisch effizient miteinander vergleichen zu können, müssen die einzelnen Altimetermessungen der verschiedenen Überflüge zunächst logisch miteinander verknüpft werden. Grundlage hierfür bilden die nominalen Referenzspuren, welche vom NSIDC in Sekundenaufösung zur Verfügung gestellt werden [NSIDC 2011a]. Als erster Schritt werden diese Spurdaten zunächst wieder auf die ursprüngliche Messrate von 40 Hz verdichtet. Diese Bahnpunkte bilden die Zentralpunkte ( $Z$ ) der sogenannten Boxen. Jede Box verfügt über eine Länge von 172 m (Ausdehnung in Flugrichtung) und über eine Breite von etwa 500 m (vgl. Abbildung 5.1a). Im nächsten Schritt erfolgt die logische Zuordnung der einzelnen Messungen in die zuvor definierten Boxen entlang der Referenzspur. Hierzu werden die Lagekoordinaten der einzelnen Altimetermessungen sowie der Zentralpunkte ( $Z$ ) zunächst von ellipsoidischen

Koordinaten  $\mathbf{P}_{BLH}^{geo} = (B, L, H)^T$  in rechtwinklige kartesische Koordinaten  $\mathbf{P}_{XYZ}^{geo} = (X, Y, Z)^T$  eines erdfesten Bezugssystems [Seeber 2003] umgerechnet :

$$\mathbf{P}_{XYZ}^{geo} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (N + H) \cos L \cos B \\ (N + H) \sin L \cos B \\ [N(1 - e^2) + H] \sin B \end{pmatrix}, \quad (5.1)$$

mit

$$N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 B}} \quad \text{und} \quad e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}}$$

wobei  $N$  den Normalkrümmungsradius,  $e$  die erste numerische Exzentrizität,  $a$  und  $b$  die große bzw. kleine Halbachse des Referenzellipsoids beschreiben. Auf Basis der rechtwinklig kartesischen Koordinaten erfolgt nun die Prüfung, ob eine Altimetermessung  $H_i$  in einer Box  $B_j$  mit dem Zentralpunkt  $Z_j$  liegt. Eine Illustration des nachfolgend beschriebenen Ansatzes zeigt die Abbildung 5.1b. Hierzu werden zunächst die folgenden Differenzvektoren gebildet:

$$\begin{aligned} \mathbf{a} &= \overline{Z_j H_i} \quad \text{und} \\ \mathbf{b} &= \overline{Z_j Z_{j+1}}, \end{aligned} \quad (5.2)$$

wobei  $\mathbf{a}$  den Differenzvektor zwischen dem Zentralpunkt der Box und der Altimetermessung beschreibt,  $\mathbf{b}$  hingegen den Differenzvektor zwischen dem Zentralpunkt der aktuellen Box  $Z_j$  und dem der folgenden Box  $Z_{j+1}$  kennzeichnet. Im nächsten Schritt wird mit Hilfe des Skalarproduktes der Vektor  $\mathbf{a}$  auf den Vektor  $\mathbf{b}$  projiziert. Die Länge  $l$  des auf  $\mathbf{b}$  projizierten Vektors  $\mathbf{a}$  berechnet sich dann aus

$$l_{a_b} = \frac{\mathbf{a} \cdot \mathbf{b}}{\|\mathbf{b}\|}. \quad (5.3)$$

Die Altimetermessung  $H_i$  befindet sich schließlich in der Box  $B_j$  mit dem Zentralpunkt  $Z_j$ , wenn  $\|l_{a_b}\| \leq 86,0\text{m}$  ist. Auf diesem Weg werden die einzelnen Altimetermessungen der verschiedenen Wiederholspuren den Boxen entlang der Referenzspur zugeordnet. Die einzelnen Boxen definieren damit kleine Gebiete, in denen die jeweils korrespondierenden Höhenmessungen der verschiedenen Überflüge des Altimetersatelliten enthalten sind. Diese Neustrukturierung der Daten erfolgt für jede Spur im Untersuchungsgebiet. Diese neustrukturierten Daten bilden im Weiteren die Grundlage für die nachfolgend näher erläuterte Analyse der Daten.

### 5.1.2 Modellbildung zur Ableitung von Änderungen der Eisoberflächenhöhen

Aus Abbildung 5.1a kann entnommen werden, dass die Distanzen zwischen korrespondierenden Höhenmessungen verschiedener Profile immer noch zwischen wenigen Metern und mehreren hundert Metern variieren. Die Höhendifferenz zwischen zwei Punkten  $(P_i, P_j)$  setzt sich somit aus drei Komponenten zusammen:

$$\Delta h_{ij} = H_j - H_i = \frac{\partial h}{\partial t} + \Delta h_{Topo} + \Delta h_{Saisonal}. \quad (5.4)$$

Der erste Term  $(\frac{\partial h}{\partial t})$  auf der rechten Seite beschreibt die zeitlich lineare Höhenänderung der Eisoberfläche, welche im Folgenden als lokal konstant angenommen wird. Der zweite Term  $(\Delta h_{Topo})$  kennzeichnet diejenige Höhenänderung, die sich ausschließlich aufgrund der lokalen

Topographie ergibt. Schließlich beschreibt der dritte Term ( $\Delta h_{\text{Saisonal}}$ ) eine saisonale Variation der Eisoberfläche. Dieser ergibt sich aus den unterschiedlichen Messzeitpunkten. In erster Linie sind hier die Akkumulation von Neuschnee während der Wintermonate sowie die Ablation durch Oberflächenschmelzen während der Sommermonate zu nennen. Bei Betrachtung einzelner Höhendifferenzen können diese drei Komponenten zunächst nicht separiert werden. Dies gilt insbesondere für die lokale Topographie. Eine Lösung bieten hier externe Höhenmodelle der Eisoberfläche. Mit ihrer Hilfe kann man den sich aus der lokalen Topographie ergebenden Höhenunterschied bestimmen. Die derzeit verfügbaren Höhenmodelle des Grönländischen Eisschildes verfügen allerdings nicht über die räumlichen Auflösungen, um die lokale Topographie im Umkreis weniger hundert Meter sicher zu präzisieren.

Der im Folgenden vorgestellte Ansatz basiert aus diesem Grund auf der alleinigen Analyse der ICESat-Altimeterdaten. Hierzu werden die korrespondierenden Messungen in kleinen Gebieten mit einer Größe von  $500\text{ m} \times 500\text{ m}$  entlang der Referenzspur untersucht. Daraus folgt, dass jeweils die Altimeterdaten von drei aufeinander folgenden Boxen gemeinsam analysiert werden. In einem ersten Schritt werden hierzu die Altimetermessungen in ein rechtwinkliges kartesisches Horizontsystem transformiert, wobei das Zentrum des Systems im Zentralpunkt  $Z_k$  der mittleren der drei Boxen gelagert wird. Die Transformationsvorschrift für eine Altimetermessung  $P_i$  in das lokale Horizontsystem lautet:

$$\mathbf{P}_{iXYZ}^{\text{lokal}} = \mathbf{R}_3(180^\circ - A_{Z_k Z_{k+1}}) \cdot \mathbf{R}_2(90^\circ - B_{Z_k}) \cdot \mathbf{R}_3(L_{Z_k}) \cdot (\mathbf{P}_{iXYZ}^{\text{geoz}} - \mathbf{Z}_{kXYZ}^{\text{geoz}}) \quad (5.5)$$

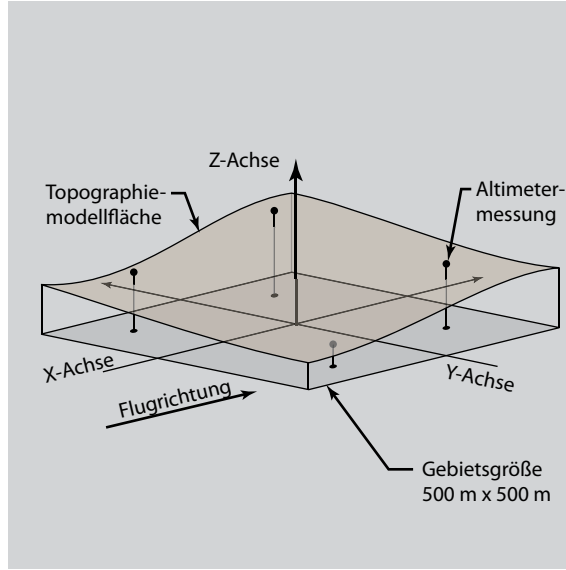
mit

$$\mathbf{R}_2(\beta) = \begin{pmatrix} \cos \beta & 0 & -\sin \beta \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \beta & 0 & \cos \beta \end{pmatrix}, \quad \mathbf{R}_3(\gamma) = \begin{pmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}.$$

$\mathbf{P}_{iXYZ}^{\text{geoz}}$  und  $\mathbf{Z}_{kXYZ}^{\text{geoz}}$  repräsentieren die rechtwinklig kartesischen Koordinatenvektoren eines Altimetermesspunktes  $P_i$  und des Zentralpunktes  $Z_i$  im erdfesten Bezugssystem.  $A_{Z_k Z_{k+1}}$  beschreiben das lokale Azimut der Referenzspur,  $B_{Z_k}$  und  $L_{Z_k}$  die ellipsoidischen Koordinaten des mittleren Zentralpunktes. Das lokale Azimut wird aus dem mittleren Zentralpunkt ( $Z_k$ ) und dem ihm folgenden ( $Z_{k+1}$ ) berechnet. Da diese beiden Punkte weniger als 200 m voneinander entfernt sind, kann in diesem Fall das Azimut  $A_{Z_k Z_{k+1}}$  mit Hilfe des Kotangens-Satzes für sphärische Dreiecke approximiert werden:

$$A_{Z_k Z_{k+1}} = \frac{\sin(L_{Z_{k+1}} - L_{Z_k})}{\tan(B_{Z_{k+1}}) \cos(B_{Z_k}) - \sin(B_{Z_k}) \cos(L_{Z_{k+1}} - L_{Z_k})} \quad (5.6)$$

Durch die dritte Rotation um die Z-Achse in Gleichung 5.5 wird erreicht, dass die X-Achse des lokalen Koordinatensystems in die Flugrichtung des Altimetersatelliten orientiert wird. Die Y-Achse steht dann entsprechend senkrecht dazu (vgl. Abbildung 5.2). Hiermit verfügt dieses rechtwinklige kartesische Horizontsystem über eine vom allgemeinen Horizontsystem abweichende Orientierung. Der Vorteil dieses Systems besteht darin, dass die Untersuchung der räumlich-zeitlichen Durchmischung der einzelnen Höhenprofile quer zur Referenzspur, welche zu einem späteren Zeitpunkt näher erläutert wird, vereinfacht wird.



**Abbildung 5.2:** Mathematisches Modell zur Beschreibung der lokalen Topographie, welches an die korrespondierenden Messungen durch eine Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate angepasst wird.

An die im rechtwinklig kartesischen Horizontsystem vorliegenden Altimetermessungen  $P_{iXYZ}^{lokal}$  wird schließlich ein mathematisches Modell durch eine Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate angepasst. Die Beobachtungsgleichung hierfür lautet:

$$\begin{aligned}
 H_i = & \underbrace{\frac{\partial h}{\partial t} \Delta t_i}_{\text{Höhenrate}} + \\
 & \underbrace{a_0 + a_1 x_i + a_2 y_i + a_3 x_i^2 + a_4 x_i y_i + a_5 y_i^2 + a_6 x_i^2 y_i + a_7 x_i y_i^2 + a_8 x_i^2 y_i^2}_{\text{Topographiemodell}} + \\
 & \underbrace{c \sin\left(\frac{\pi \Delta t_i}{T}\right) + d \cos\left(\frac{\pi \Delta t_i}{T}\right)}_{\text{saisonales Signal}} .
 \end{aligned} \tag{5.7}$$

In Gleichung (5.7) beschreibt  $i$  den Laufindex ( $i = 1, 2, 3 \dots N$ ).  $N$  kennzeichnet die Anzahl der Altimeterbeobachtungen im Untersuchungsgebiet ( $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$ ).  $\Delta t_i$  steht für die Zeitdifferenz des Aufnahmezeitpunktes der Altimetermessung  $t_i$  gegenüber einer definierten Referenzepoche  $t_0$ , welche in die Mitte ( $t_0 = 2006,9$ ) des analysierten Zeitraums der Altimeterdaten gelegt wurde. In Analogie zu Gleichung 5.4 besteht die rechte Seite der Gleichung 5.7 aus drei Komponenten. Die erste ist die zu ermittelnde lineare Höhenrate der Eisoberfläche selbst. Es folgt ein biquadratisches Flächenpolynom, welches die topographieinduzierte Höhenvariation zwischen den Altimetermessungen approximiert. Die dritte Komponente besteht schließlich aus einem Satz trigonometrischer Funktionen zur Erfassung der lokalen, saisonalen Eishöhenvariation. Die Ausgleichung erfolgt nach der Methode der kleinsten Quadrate, wie sie bereits im Kapitel 2.4 vorgestellt wurde. Die so für eine Box ( $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$ ) bestimmten Modellparameter (Höhenrate, Topographiemodell und saisonales Signal) werden im Weiteren mit den jeweiligen Koordinaten des Zentralpunktes verknüpft.

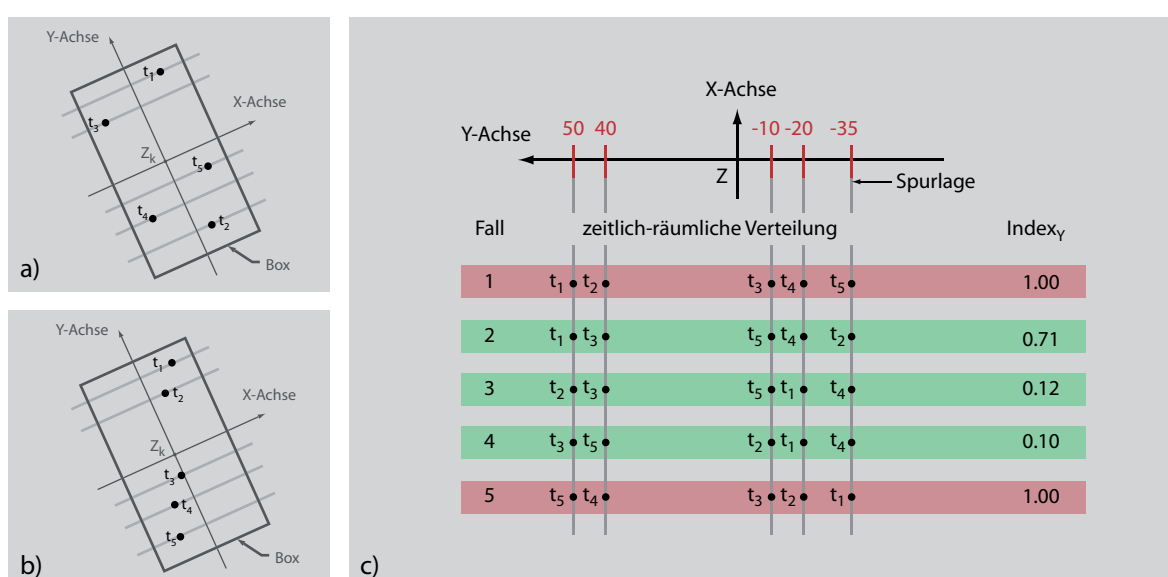


### 5.1.3 Untersuchungen zum Modellansatz

In einem ersten Schritt gilt es zunächst, den eben beschriebenen Modellansatz hinsichtlich seiner Stabilität und Qualität zu untersuchen. Hierzu wurden verschiedene Ansätze verfolgt, welche im Folgenden kurz erläutert werden.

Das primäre Ziel der Wiederholspuranalyse besteht in der Schätzung der linearen Höhenrate der Eisoberfläche. Durch das mathematische Modell sollen dabei die Einflüsse der lokalen Topographie und saisonale Höhenvariationen bestmöglich von der Höhenrate separiert werden. Einen Ansatz, dies zu überprüfen, bietet die im Zuge der Ausgleichung erhaltene Varianz-Kovarianz-Matrix (siehe Kapitel 2.4). Die Nebenelemente der ersten Spalte bzw. Zeile beinhalten die Kovarianzen der Höhenrate mit den übrigen Modellparametern. Nach Niemeier [2008] lassen sich aus der ersten Zeile der Matrix die Korrelationskoeffizienten  $\rho$  nach Gleichung 2.14 berechnen. Die ermittelte Höhenrate ist dabei umso sicherer bestimmt, je geringer ihre Korrelationen mit den anderen Modellparametern sind.

Eine weitere Möglichkeit der Untersuchung der Modellstabilität bietet ein rein geometrischer Ansatz. Das mathematische Modell setzt voraus, dass die einzelnen Altimetermessungen innerhalb des Gebiets räumlich und zeitlich gut verteilt sind (siehe Abbildung 5.3a). Je schlechter diese Durchmischung ist, desto schlechter sind die einzelnen Modellparameter voneinander trennbar. Abbildung 5.3b zeigt einen solchen Fall. Die einzelnen Wiederholspuren reihen sich von West nach Ost um die Referenzspur. Zudem sind die Altimetermessungen entlang der Spur so angeordnet, dass sie nahezu auf einer Geraden liegen. In einem solchen Fall ist das Modell sehr instabil. Da das Modell immer auf Altimeterdaten dreier aufeinander folgender Boxen angepasst wird, ist die zeitlich-räumliche Durchmischung der Wiederholspurprofile quer zur Flugrichtung des Satelliten



**Abbildung 5.3:** Darstellung einer optimalen (a) und ungünstigen (b) zeitlichen-räumlichen Verteilung der Altimetermessung innerhalb einer Box. c) Verdeutlichung der Wirkungsweise des Ansatzes anhand verschiedener Fallbeispiele.

von besonderer Bedeutung. Auf Basis eines geometrischen Ansatzes wurde folgender Index  $Index_Y$  zur Bestimmung der zeitlich-räumlichen Durchmischung der Altimeterprofile quer zur Flugrichtung erstellt:

$$Index_Y = \left| \frac{\sum Y_i - Y_{i-1}}{\max dY} \right| \quad \text{mit } i = 2, 3, \dots, N \quad . \quad (5.8)$$

Die Grundlage hierfür bilden die Y-Koordinaten aller Altimetermessungen im lokalen Horizontsystem.  $N$  bezeichnet die Anzahl der Altimetermessungen in der Box. Im Zähler der Gleichung 5.8 werden die Koordinatendifferenzen zwischen den zeitlich aufeinander folgenden Altimetermessungen gebildet und aufsummiert. Der Nenner beinhaltet hingegen die größte in der Box auftretende Koordinatendifferenz. Der durch diesen Ansatz gebildete Index variiert zwischen 0 und 1, wobei 0 eine gute zeitlich-räumliche Durchmischung und 1 eine schlechte zeitlich-räumliche Durchmischung repräsentiert. Die Abbildung 5.3c soll die Wirkungsweise des eben beschriebenen Ansatzes anhand verschiedener Verteilungsfälle verdeutlichen. In den Fällen 1 und 5 liegen sehr ungünstige Verteilungen vor. Der Index nimmt in beiden Fällen den Wert 1 an. Die übrigen Fälle (2 bis 4) zeigen hingegen eine gute bis sehr gute Durchmischung. Am Fall 2 ist zu erkennen, dass der Index neben der zeitlichen Verteilung auch davon abhängig ist, wie die räumliche Variation der Messungen quer zur Flugrichtung ist.

Eine dritte Möglichkeit der Untersuchung der Stabilität des Modellansatzes bieten die Kreuzungspunkte der sich schneidenden auf- bzw. absteigenden Referenzspuren. An diesen Lokationen wurden die Höhenraten für das Gebiet jeweils zweimal auf Basis der Höhendaten verschiedener Referenzspuren ermittelt. Ein stabiler Modellansatz sollte an diesen Stellen für verschiedene Referenzspuren gleiche Höhenraten ermitteln.

#### 5.1.4 Erstellung von Gittermodellen der geschätzten Parameter

Die Erstellung der Gittermodelle soll zunächst am Beispiel der ermittelten Höhenraten der Eisoberfläche erläutert werden. Hierzu werden im ersten Schritt die Lokationen der Höhenraten in der polarstereographischen Ebene abgebildet. Die dazu notwendige Transformations- bzw. Abbildungsvorschrift kann in Snyder [1987] vertiefend nachgelesen werden. Die Gittermodelle verfügen über eine räumliche Auflösung (Maschenweite) von  $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ . Dies wurde so gewählt, dass auch in den niederen Breiten des Grönländischen Eisschildes eine repräsentative Mindestanzahl an Einzelwerten pro Zelle vorhanden ist. Die Erstellung der Modelle in der polarstereographischen Ebene hat unter anderem den Vorteil, dass im Gegensatz zu einer graduellen Abgrenzung mit ellipsoidischen Koordinaten die Größe der Gitterzellen unabhängig von der geographischen Breite immer gleich groß ist.

Bei der Modellgenerierung gilt es nun, für jeden Gitterpunkt eine repräsentative Höhenrate zu ermitteln. Eine Untersuchung zeigte, dass diese einzelnen geschätzten Höhenraten keiner Normalverteilung unterliegen. Zudem verfügen sie über Ausreißer. Die Bestimmung einer repräsentativen Höhenrate pro Gitterpunkt mit Hilfe des arithmetischen Mittels aus den Höhenraten der Modellschätzungen ist aus diesem Grund nicht vorteilhaft, da der so erhaltene Mittelwert stark von Extremwerten beeinflusst wird. Um diesen Einfluss zu minimieren, wird stattdessen der statistische Median angewendet [Niemeier 2008].

Für das Gittermodell der Höhenraten wird zusätzlich ein korrespondierendes Fehlermodell erstellt. Die aus den Modellschätzungen erhaltenen formalen Unsicherheiten liefern eine zu optimistische Fehlerabschätzung. Aus diesem Grund wird ein Fehlerwert auf Basis der innerhalb der Gitterzellen auftretenden Variation der Höhenrate bestimmt. Hierfür wird die sogenannte absolute Abweichung vom Medianwert (*Median Absolute Deviation* [*MAD*])

$$MAD = \text{median}(|\mathbf{x} - \text{median}(\mathbf{x})|) \quad (5.9)$$

verwendet, wobei  $\mathbf{x}$  die Menge der in einer Gitterzelle gelegenen Höhenraten repräsentiert. Um im Falle einer Normalverteilung eine vergleichbare Schätzung wie die Standardabweichung gegenüber dem statistischen Mittelwert zu liefern, wird der MAD-Wert nach Hoaglin und Tukey [1983] zudem noch skaliert:

$$MAD_S = k \, MAD \quad , \quad (5.10)$$

wobei  $k$  den Skalierungsfaktor repräsentiert, welcher im Falle einer zu Grunde liegenden Normalverteilung den Wert  $k = 1,4826$  annimmt.

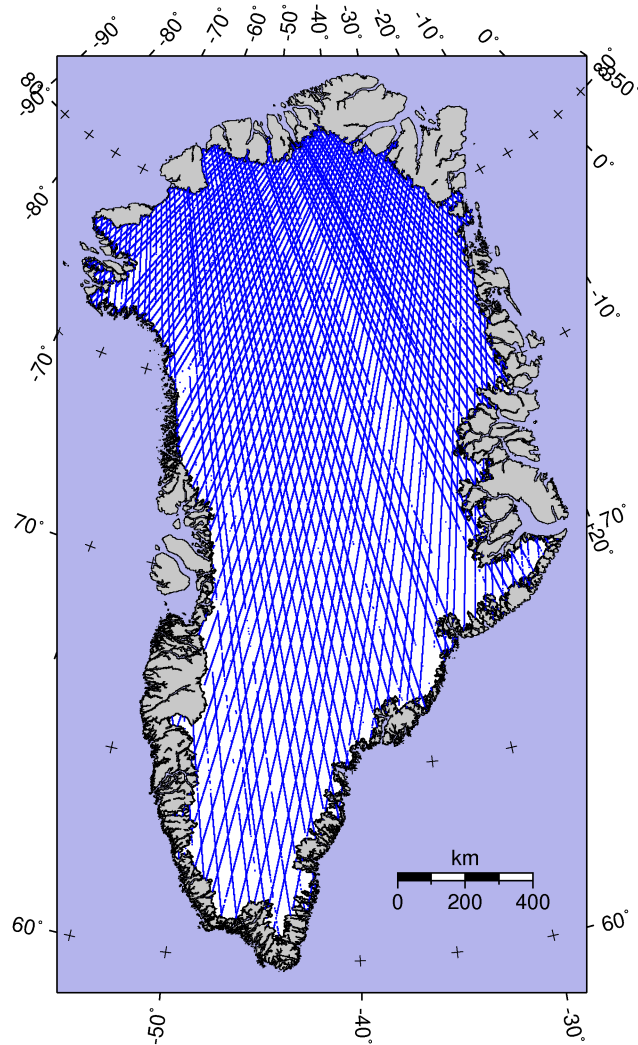
Das Gittermodell der saisonalen Höhenvariation der Eisoberfläche wurde in analoger Weise erstellt. Die im Modellansatz geschätzte Topographiekomponente bietet zudem die Möglichkeit, ein Höhenmodell der Eisoberfläche zu erstellen. Die Grundlage hierfür bildet der konstante Term  $a_0$  des Flächenpolynoms (vgl. Gleichung 5.7) zur Approximation der lokalen Topographie. Das auf diese Weise erstellte Höhenmodell ist um den Einfluss der linearen und saisonalen Höhenvariation bereinigt. Es repräsentiert somit die Oberflächentopographie des Eisschilds zu einer definierten Epoche (Referenzepoche  $t_0$ ). Hierfür wurde eine Interpolation nach kleinsten Quadraten verwendet [Kraus 2000]. Als Kernfunktion für die Interpolation mittels Flächensummation wird die Kovarianzfunktion verwendet. Dieser Ansatz hat den Vorteil, dass für jeden Gitterpunkt des Modells neben dem Höhenwert auch ein Genauigkeitsmaß ausgewiesen wird.

## 5.2 Ergebnisse

Der Grönländische Eisschild wird von insgesamt 189 Referenzspuren überdeckt. Sie verfügen über eine für die Modellanpassung ausreichende Anzahl an Wiederholspuren. Die Abbildung 5.4 zeigt das räumliche Muster der auf- und absteigenden Referenzspuren. Die Altimeterdaten wurden der im Kapitel 3.4 beschriebenen Voranalyse unterzogen. Darüber hinaus erfolgt für die Ergebnisse der Modellanpassungen eine weitere Ausreißeranalyse. Die verbleibenden insgesamt etwa 275.500 Parameterschätzungen bilden die Grundlage für die weiteren Analysen. Im Folgenden sollen nun die Ergebnisse der Untersuchungen dargelegt und interpretiert werden.

### 5.2.1 Analyse des Modellansatzes

Zunächst gilt es, die Funktionalität des im Kapitel 5.1.2 vorgestellten Modellansatzes zur Ableitung von linearen Höhenraten für den Grönländischen Eisschild zu beleuchten. Eines der wichtigsten Kriterien ist die Separierbarkeit der einzelnen Modellkomponenten im Zuge der Ausgleichung. Darüber hinaus galt es zu untersuchen, wie stabil die Lösungen sind. Hierzu wurden die Ergebnisse der auf- und absteigenden Referenzspuren in ihren Kreuzungspunkten miteinander verglichen.

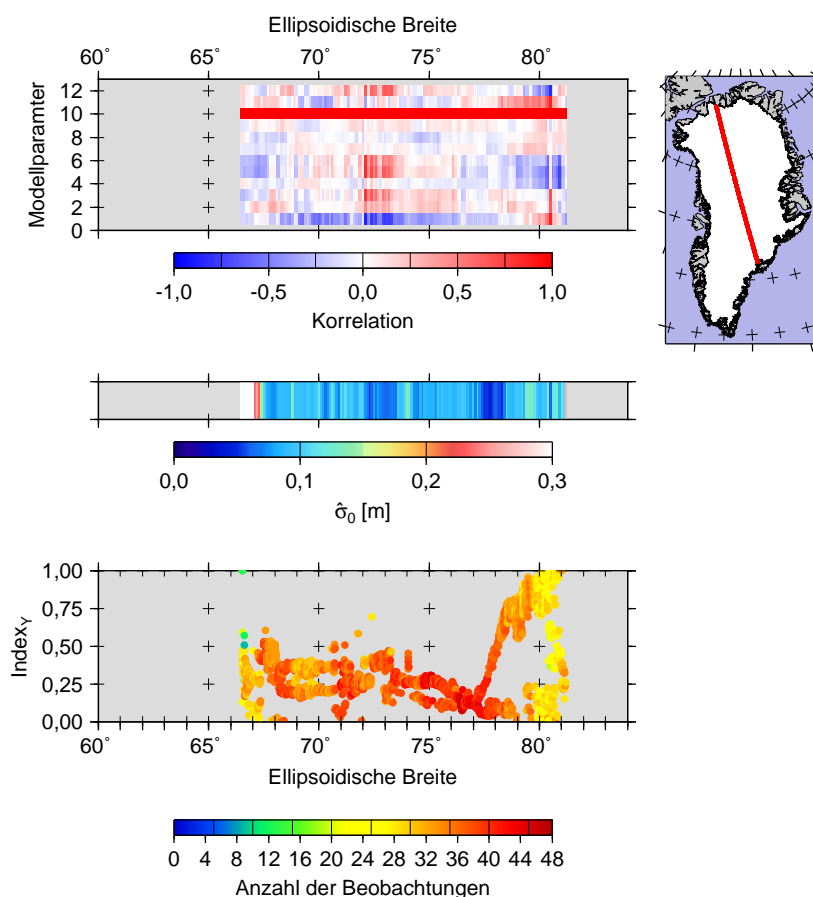


**Abbildung 5.4:** Übersichtskarte des Grönländischen Eisschildes mit dem Verteilungsmuster (blau) der auf- und absteigenden ICESat-Referenzspuren.

Insgesamt wurden drei verschiedene Ansätze vorgestellt (Kapitel 5.1.3), auf deren Basis die Qualität und Güte des Modellansatzes geprüft wurde. Diesbezügliche Analysen erfolgten für alle Referenzspuren des Untersuchungsgebietes.

Stellvertretend für alle untersuchten Spuren soll im Folgenden das Ergebnis der Untersuchung für die Spur 2 vorgestellt werden. Abbildung 5.5 zeigt die erhaltenen Korrelationskoeffizienten der einzelnen Modellkomponenten mit der zu bestimmenden zeitlich linearen Höhenrate, die im Zuge der Ausgleichung erhaltene empirischen Varianz der Gewichtseinheit sowie den Index ( $Index_Y$ ) zur Beurteilung der zeitlich-räumlichen Verteilung der einzelnen, wiederholt gemessenen Altimeterprofile quer zur Referenzspur. Alle Ergebnisse sind als Funktion der ellipsoidischen Breite entlang der Referenzspur dargestellt.

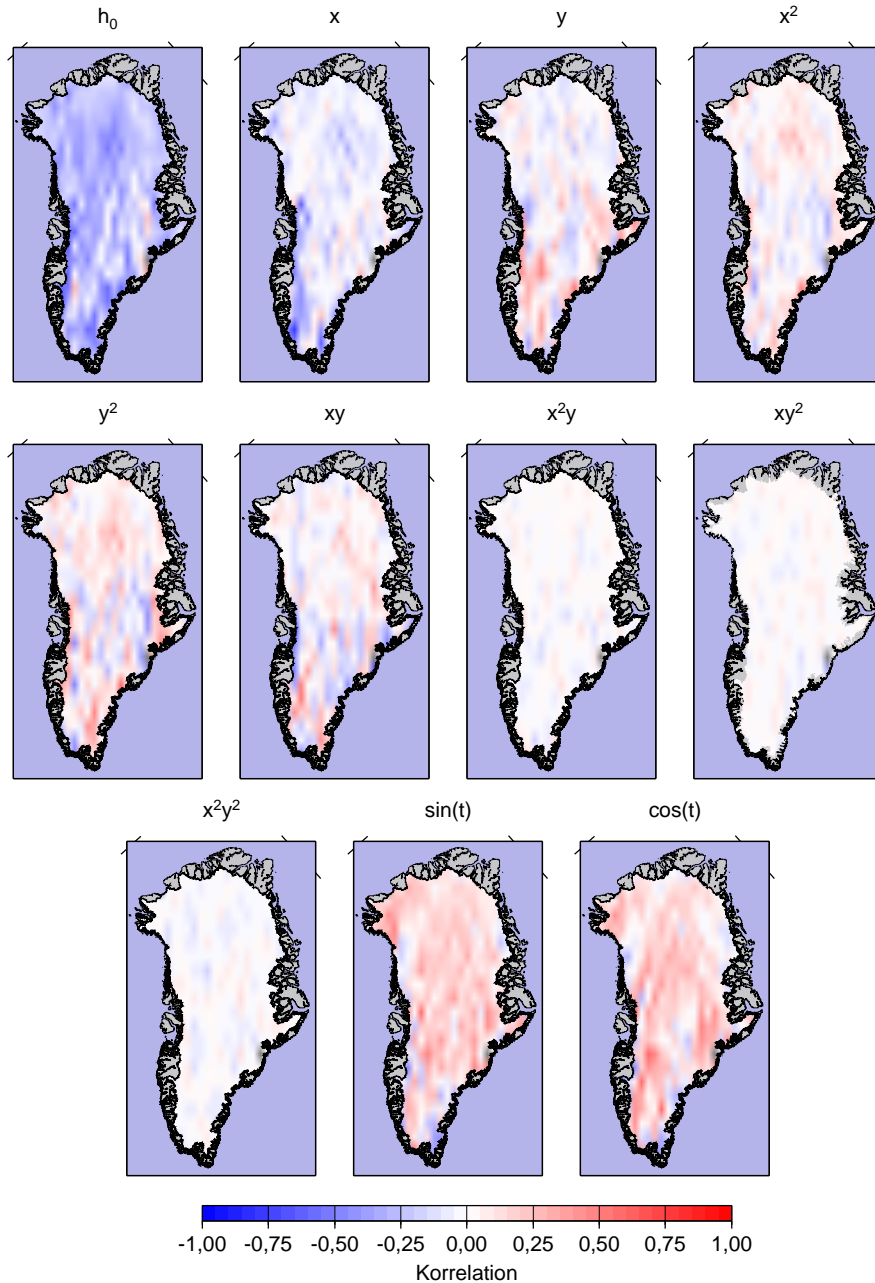
Zunächst soll die Korrelation der einzelnen Komponenten gegenüber der zu schätzenden Höhenrate betrachtet werden. Hohe sowohl negative als auch positive Korrelationswerte nahe  $-1$  bzw.  $+1$  würden darauf hindeuten, dass die Modellkomponenten nicht voneinander trennbar sind. Die einzelnen Zeilen der oberen Grafik (Abbildung 5.5) zeigen die Korrelationswerte der Komponenten. Dargestellt sind die Werte der Topographiekomponente (Zeilen 1 bis 9) und zur Abgrenzung



**Abbildung 5.5:** Darstellung der Korrelation der einzelnen Modellparameter (oben) mit der linearen Höhenrate (1-9: Koeffizienten des biquadratischen Flächenpolynoms, 10: lineare Höhenrate selbst (folglich immer +1), 11-12: Sinus- und Cosinus-Komponente zur Erfassung der saisonalen Variation), der im Zuge der Ausgleichung erhaltenen empirischen Varianz der Gewichtseinheit (Mitte) und des Index der zeitlich-räumlichen Spurverteilung (unten) entlang der Referenzspur 2. Zur besseren Beurteilung der zeitlich-räumlichen Verteilung kennzeichnet die Farbkodierung der Datenpunkte die Anzahl der in die Modellanpassung eingegangenen Höheninformationen. Die Übersichtskarte zeigt den Verlauf der Spur innerhalb des Grönländischen Eisschilds.

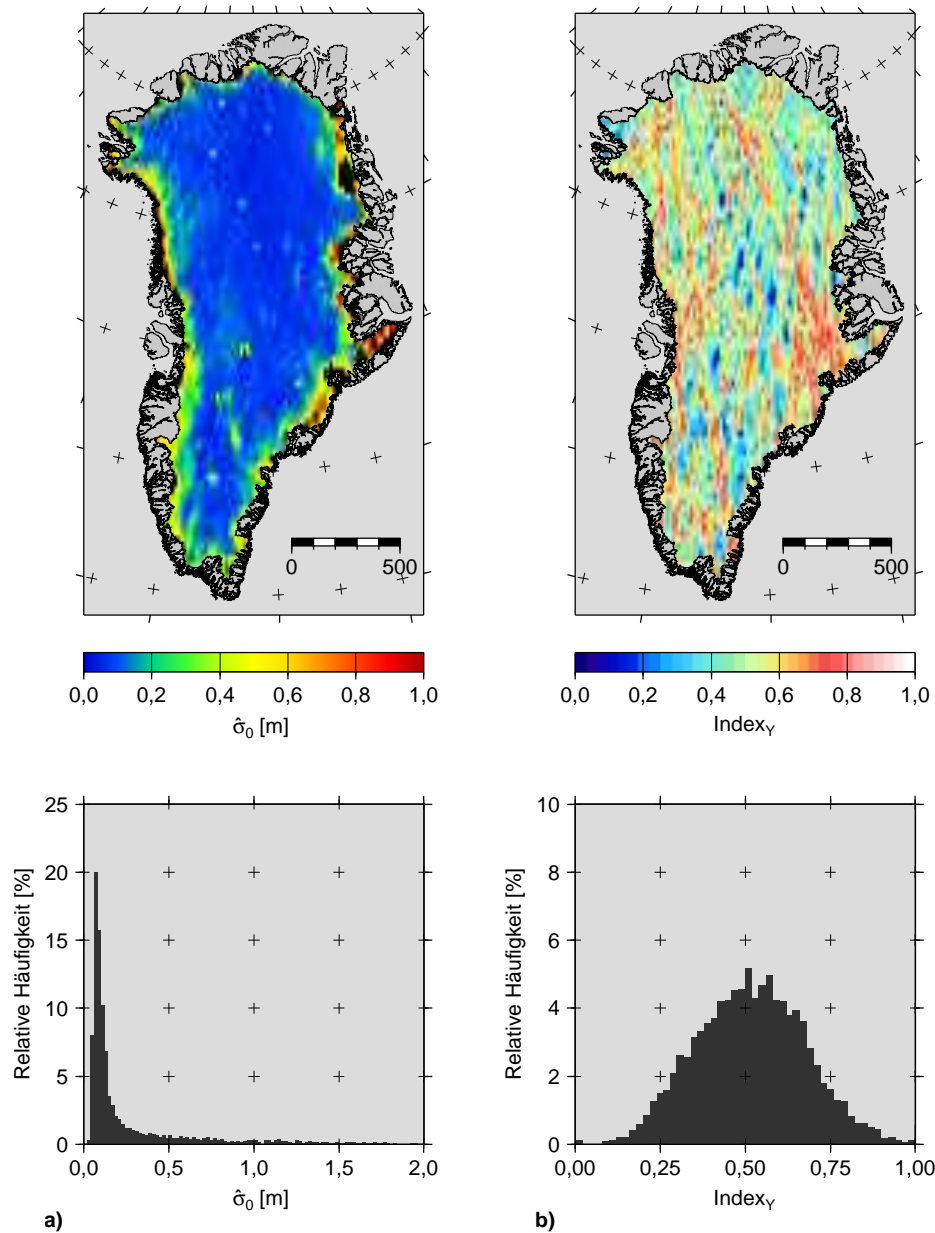
gegenüber dem saisonalen Signal (Zeilen 11 bis 12) auch der Korrelationswert der linearen Höhenrate mit sich selbst, welcher folglich immer +1 annimmt. Die einzelnen Modellkomponenten weisen gegenüber der Höhenrate sowohl schwache positive als auch negative Korrelationen auf. Ihr Wertebereich variiert im Wesentlichen zwischen  $-0,5$  und  $+0,5$ . Insbesondere mit der konstanten Komponente der Topographie und dem saisonalen Signal bestehen keine hohen Korrelationen. Die drei Modellkomponenten lassen sich somit gut voneinander separieren.

In Bezug auf das Topographiemodell ist weiterhin erkennbar, dass mit zunehmender Ordnung des Flächenpolynoms die Korrelationswerte stetig abnehmen. Diese Eigenschaft gilt für die Modelle aller untersuchten Referenzspuren. Dies wird besonders deutlich, wenn man die räumliche Struktur dieser Komponenten über dem gesamten Grönländischen Eisschild betrachtet (siehe Abbildung 5.6). Der konstante Anteil der Topographiekomponente verfügt über die stärkste Korrelation von  $-0,24$  (Mittelwert). In einigen Gebieten des Eisschilds werden jedoch auch Korrelationswerte um  $-0,45$  erreicht. Darüber hinaus besitzen die beiden Komponenten des saisonalen Signals eine leicht positive Korrelation (Mittelwerte:  $+0,11$ /  $+0,05$ ) gegenüber der Höhenrate. Einen weiteren Parameter, der zur Beurteilung der Qualität der Modellanpassung an die Altimeterdaten herangezogen werden



**Abbildung 5.6:** Räumliches Verteilungsmuster der Korrelationskoeffizienten der einzelnen Modellkomponenten mit der zu ermittelnden zeitlich linearen Höhenrate. Die einzelnen Grafiken zeigen die Komponenten des Topographiemodells sowie des saisonalen Signals.

kann, bildet die im Zuge der Ausgleichung erhaltene empirische Varianz der Gewichtseinheit  $\hat{\sigma}_0$ . Die mittlere Grafik der Abbildung 5.5 zeigt die erhaltenen Varianzen der Modellanpassungen entlang der Referenzspur 2. Über weite Teile der Spur liegt die empirische Varianz der Gewichtseinheit unterhalb von 0,1m. Lediglich im Küstenabschnitt zwischen 66° und 67° nördlicher Breite treten Varianzen von mehr als 0,3m auf. Hier handelt es sich um genau den Küstenabschnitt, welcher das unmittelbare Einzugsgebiet des Helheim-Gletschers bildet. In diesem Abschnitt unterliegt die Oberflächegeometrie des Eisschildes zeitlich und räumlich starken Veränderungen. Diese können durch das Topographiemodell des verwendeten Ansatzes höchstwahrscheinlich nicht vollständig erfasst werden.



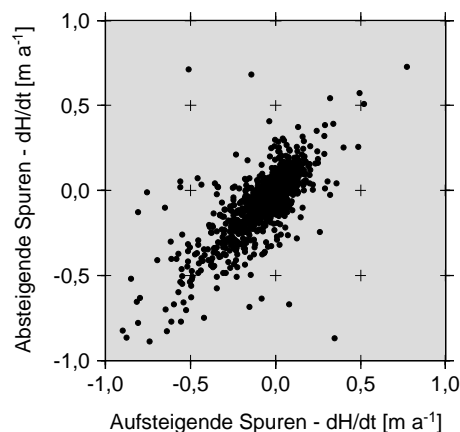
**Abbildung 5.7:** Darstellung der räumlichen Verteilungsmuster der im Zuge der Modellschätzungen erhaltenen empirischen Varianz der Gewichtseinheit  $\hat{\sigma}_0$  (a) und des Indexes ( $Index_Y$ ) (b) zur Beurteilung der zeitlich-räumlichen Durchmischung der einzelnen, wiederholt gemessenen Höhenprofile entlang der Referenzspur sowie ihrer relativen Häufigkeitsverteilung.

Dieser Umstand ist nicht nur für den Bereich des Helheim-Gletschers zutreffend, sondern nahezu für den gesamten Küstenbereich. Eine flächenhafte Darstellung der empirischen Varianz der Gewichtseinheit auf Basis aller Modellschätzungen zeigt die Abbildung 5.7a. In den höher gelegenen Teilen des Grönländischen Eisschildes variiert die Varianz zwischen 0,05 m und 0,15 m. Zur Küste hin steigt sie leicht an und erreicht schließlich an einigen Stellen Werte um 0,8 m. Das Histogramm verdeutlicht noch einmal die Verteilung aller auftretenden Werte. Mehr als 67 % bzw. 81 % der Werte liegen unterhalb von 0,2 m oder 0,5 m. Der Mittelwert der empirischen Varianz für den gesamten Eisschild beträgt schließlich 0,11 m.

Die Untersuchung der Korrelationen zwischen den einzelnen Modellparametern zeigte, dass sie sich gut von der zeitlich linearen Höhenrate trennen lassen. Dies ist eine grundlegende Voraussetzung zur Schätzung biasfreier Höhenraten. Untermauert wird dieses Ergebnis von der Analyse der zeitlich-räumlichen Durchmischung der Wiederholspuren quer zur Referenzspur. Das untere Diagramm der Abbildung 5.5 zeigt den berechneten Index ( $Index_Y$ ) entlang der Referenzspur 2. Für einen großen Abschnitt der Spur liegt der Index deutlich unter dem Wert von 0,5. Nur im Bereich nördlich von 77° Breite steigt der Index aufgrund der dort abnehmenden Anzahl an Altimetermessungen von 0,2 bis auf 1,0 an. Die Farbkodierung jedes Datenpunktes gibt an, wie viele Höheninformationen in die Modellschätzungen eingingen. Bis auf wenige Ausnahmen wurden alle Modelle an mindestens 24 Höheninformationen angepasst. Abbildung 5.7b zeigt zudem das räumliche Muster des Indexes des gesamten Eisschildes sowie das korrespondierende Histogramm. Es ist zu erkennen, dass für die Mehrheit der Modellanpassungen der Index bei 0,51 (Median-Wert) liegt. Nur in einigen wenigen Fällen (8%) traten Werte von größer als 0,75 auf.

Die soeben vorgestellten Ergebnisse basieren direkt auf der Analyse des Modellansatzes. Im Folgenden soll nun das Ergebnis der Kreuzungspunktanalyse der Referenzspuren vorgestellt werden. Hierbei wurden die ermittelten Höhenraten verschiedener Referenzspuren in ihren Kreuzungspunkten miteinander verglichen. Insgesamt gingen 2090 Kreuzungspunkte in die Analyse ein. Das Ergebnis ist in Form eines Streudiagramms in der Abbildung 5.8 dargestellt. Die Verteilung der paarweise gegeneinander geplotteten Höhenraten weisen eindeutig auf einen direkten Zusammenhang (Korrelation) hin. Auf der Basis aller Datenpaare konnte ein Korrelationskoeffizient von 0,76 ermittelt werden. Dieser Wert zeigt, dass unabhängig von den Referenzspuren für gleiche Gebiete auch gleiche bzw. vergleichbare Höhenraten geschätzt werden konnten. Hieraus resultiert, dass der entwickelte Modellansatz stabile Lösungen liefert.

Die Ergebnisse der drei Untersuchungen verdeutlichen, dass der entwickelte Modellansatz die Topographie und die saisonale Höhenkomponente sehr gut von der linearen Höhenänderung separieren kann. Dies gilt gleichermaßen für die höher gelegenen und küstennahen Gebiete des Grönländischen Eisschildes. Die empirische Varianz der Gewichtseinheit steigt zur Küste hin an.



**Abbildung 5.8:** Streudiagramm der ermittelten Höhenraten der sich kreuzenden Referenzspuren. Für jeden Kreuzungspunkt wurde die Höhenrate der absteigenden gegen die der aufsteigenden Spur geplottet. Das Verteilungsmuster deutet auf eine direkte Korrelation hin. Der ermittelte Korrelationswert beträgt 0,76.



Dies relativiert sich durch dort die auftretenden, deutlich größeren Höhenraten. Nicht zuletzt durch das Ergebnis der Kreuzungspunktanalyse konnte gezeigt werden, dass der Ansatz eine konsistente Lösung linearer Höhenraten des gesamten Eisschildes liefert.

### 5.2.2 Räumliches und zeitliches Muster der saisonalen Oberflächenhöhenvariation

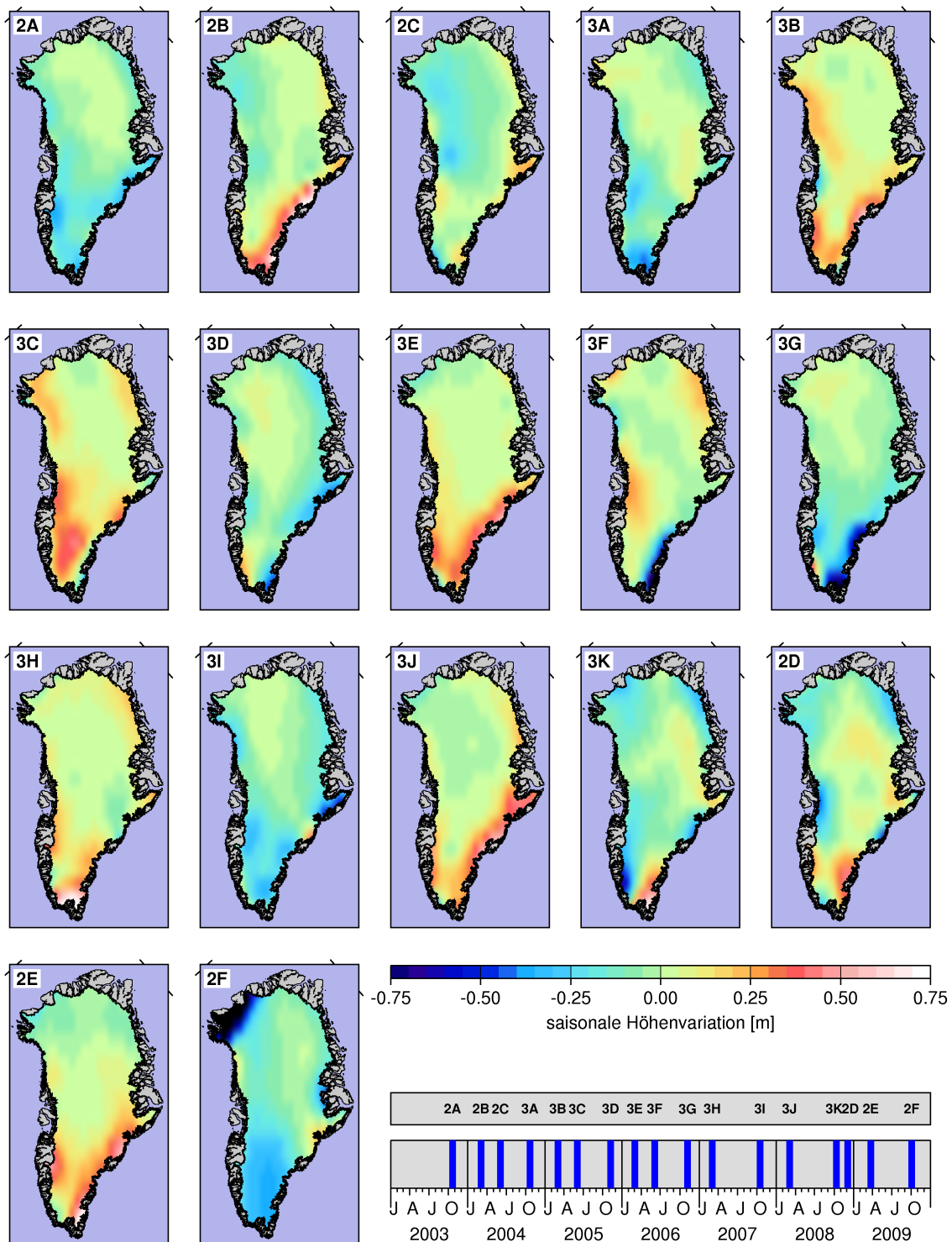
Der im Abschnitt 5.1.3 vorgestellte Modellansatz verfolgt das Hauptziel, lineare Höhenraten der Eisoberfläche des Grönländischen Eisschildes zu detektieren. Um diese möglichst fehlerfrei bestimmen zu können, wurde in der dritten Modellkomponente einem saisonalen Signal Rechnung getragen. Es bleibt zunächst festzustellen, dass ICESat für lediglich zwei bis drei Messkampagnen pro Jahr operationell arbeitete. Hieraus lässt sich ableiten, dass die saisonalen Höhenvariationen aufgrund der unzureichenden zeitlichen Abtastung nur unsicher bestimmt werden können. Aus diesem Grund wird an dieser Stelle eine quantitative Interpretation des saisonalen Signals sowie ein Vergleich mit den Ergebnissen anderer Satellitenmissionen vernachlässigt.

Abbildung 5.9 stellt das räumliche Verteilungsmuster der saisonalen Höhenänderungen des Eisschildes für die einzelnen Laserarbeitszeiträume des 91-Tage-Wiederholorbits dar. Eine Zeitskala verdeutlicht zudem, wie sich die einzelnen Laserarbeitszeiträume über den gesamten Missionszeitraum verteilen. Es ist zu erkennen, dass die größten Amplituden des saisonalen Signals vor allem im südlichen Teil des Grönländischen Eisschildes auftreten. Dies gilt insbesondere für den Bereich im südöstlichen Küstenabschnitt, welcher unmittelbar an den Atlantischen Ozean angrenzt. Die größten Amplituden liegen im Bereich zwischen 50 cm und 70 cm. Die saisonalen Höhenvariationen stehen dabei in guter Übereinstimmung mit jahreszeitlich bedingten Wetterereignissen. Während der Sommermonate verursachen Lufttemperaturen oberhalb des Gefrierpunktes von Wasser ein Oberflächenschmelzen des Eisschildes. Dies gilt insbesondere für die küstennahen Bereiche unterhalb von 2.000 m. Dies führt dazu, dass am Ende eines Sommers ICESat eine eindeutige Höhenabnahme des Eises verzeichnet (LOP: 2A, 3A, 3D, 3G und 3I). Über die Winterhalbjahre gewinnt das Eisschild an Mächtigkeit (LOP: 2B, 3B, 3F, 3H, 3J und 2E). Dies tritt ebenfalls verstärkt am südöstlichen Küstenabschnitt auf. Die feuchten Luftmassen steigen über dem Atlantischen Ozean auf [Hanna u. a. 2008], ziehen über Grönland hinweg und führen schließlich zu starken Niederschlägen im Form von Schnee. Nördlich von 70° Breite treten kaum bzw. nur schwache saisonale Variationen auf. Dies kann damit begründet werden, dass in diesen Breitengraden ganzjährig sehr niedrige Temperaturen vorherrschen. Zudem grenzt Grönland im Norden an den Arktischen Ozean. Die dort auftretenden Luftmassen können aufgrund der ganzjährig sehr niedrigen Temperaturen wesentlich weniger Wasserdampf aufnehmen.

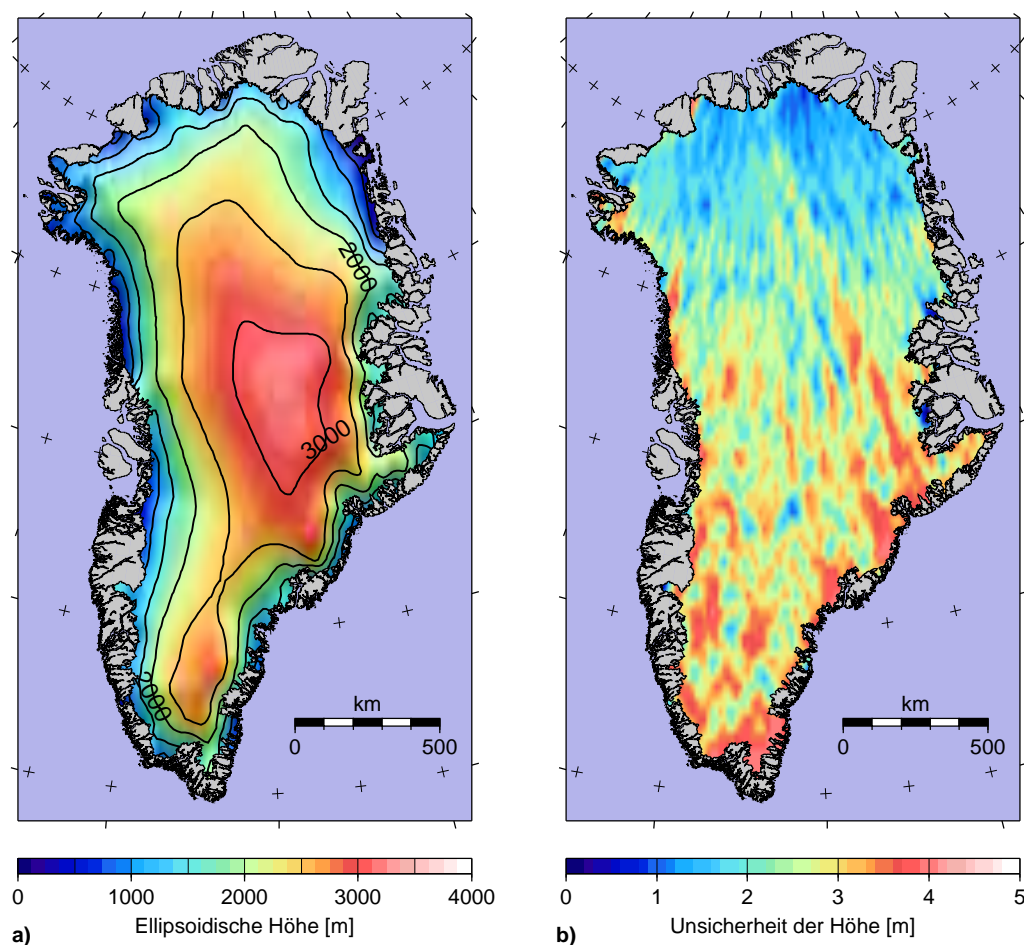
Abschließend bleibt festzustellen, dass das ermittelte saisonale Signal hinsichtlich seiner räumlichen und zeitlichen Verteilung gut mit jahreszeitlich bedingten Ablations- und Akkumulationsereignissen erklärt werden kann. Aufgrund der unzureichenden zeitlichen Abtastung können die bestimmten Amplituden allerdings von denen des realen saisonalen Signals abweichen.

### 5.2.3 Höhenmodell des Eisschildes

Die Topographiekomponente des Modells in Gleichung 5.7 wird durch ein biquadratisches Flächenpolynom repräsentiert. Der konstante Term  $a_0$  (vgl. Gleichung 5.7) dieses Polynoms



**Abbildung 5.9:** Darstellung der saisonalen Höhenvariation der Eisoberfläche der einzelnen Arbeitszeiträume des 91-Tage-Wiederholorbit. Die untere Zeitskala gibt eine Übersicht der Verteilung der Laserarbeitszeiträume innerhalb der ICESat-Mission.



**Abbildung 5.10:** Höhenmodell (a) und korrespondierende Unsicherheiten (b) des Grönländischen Eisschildes auf Basis der ICESat-Altimeterdaten. Das DHM wurde aus den konstanten Offsets ( $a_0$ ) der Topographiekomponente generiert. Es repräsentiert die Geometrie des Schildes für die Referenzepoche  $t_0 = 2006,9$  und ist um lineare und saisonale Höhenänderungen bereinigt.

entspricht einem um den zeitlich linearen Trend und das saisonale Signal der Eisschildoberfläche bereinigten Höhenwert. Dieser ist jeweils für den Zentralpunkt des lokalen Horizontsystems gültig, an welches das Modell durch die Methode nach kleinsten Quadraten bestmöglich angepasst wurde. Auf der Basis aller Modellschätzungen ist somit ein Höhenmodell generierbar, welches die Geometrie des Grönländischen Eisschildes zu einer definierten Epoche ( $t_0 = 2006,9$ ) repräsentiert. Unter Berücksichtigung der Dichte der Altimeterdaten, insbesondere im südlichen Bereich des Eisschildes, wurde das Höhenmodell mit einer räumlichen Auflösung von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  ellipsoidischer Breite/Länge erstellt. Die Modellgenerierung erfolgte mittels Interpolation nach kleinsten Quadraten [Kraus 2000] unter Verwendung der empirischen Kovarianzfunktion der Daten als Kernfunktion. Auf diesem Weg wird für jede Interpolationsstelle neben dem Höhenwert selbst auch ein Genauigkeitsmaß erzeugt.

Das generierte Höhenmodell sowie die korrespondierenden Unsicherheiten sind in Abbildung 5.10 dargestellt. Der Grönländische Eisschild besitzt an seiner höchsten Erhebung im nördlichen Gipfelpunkt ( $72,5^\circ$  Breite,  $-39,0^\circ$  Länge) eine ellipsoidische Höhe von bis zu 3.500 m. Der zweite, weiter südlich gelegene Gipfel ( $63^\circ$  Breite,  $-45^\circ$  Länge) erreicht hingegen nur eine Höhe von 2.800 m. Nach Westen, Süden und Osten fällt die Oberflächentopographie des Eisschildes relativ

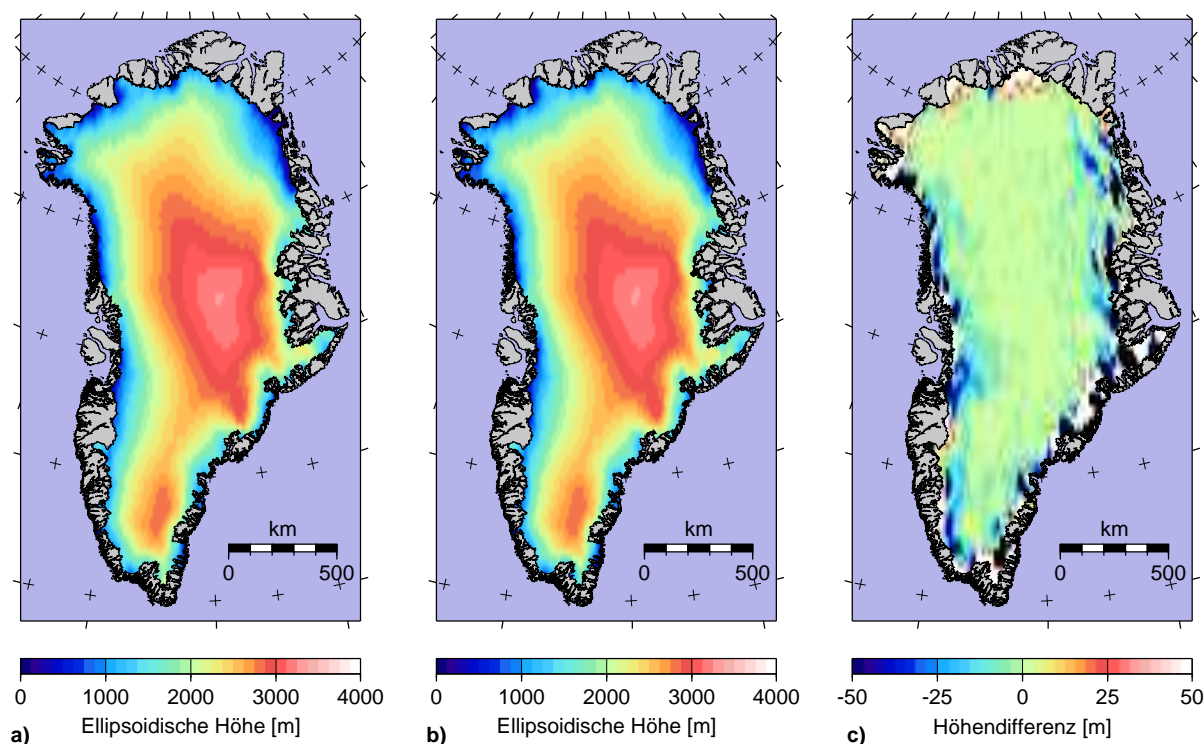
steil zur Küste hin ab. Im Norden ist die Oberflächenneigung im Küstenbereich des Schildes deutlich flacher. Die im Zuge der Modellgenerierung erhaltenen Unsicherheiten des Höhenmodells (Abbildung 5.10b) weisen einen dominanten Nord-Süd-Gradienten auf. Dieser wird vor allem durch die nach Süden hin abnehmende Spurdichte der ICESat-Referenzspuren verursacht. So liegt die Unsicherheit des Modells bei 80° Breite bei etwa 1 m, während sie im Südteil bis auf 4 m anwächst. Im südlichen Teil ist noch deutlich das Muster der auf- und absteigenden Referenzspuren erkennbar. Dass die Unsicherheiten lediglich über einen ausgeprägten Nord-Süd-Gradienten verfügen, ist dem Umstand geschuldet, dass für die Modellgenerierung vereinfachend eine repräsentative empirische Kovarianzfunktion verwendet wurde. Diese wurde für ein Gebiet nahe der Gleichgewichtslinie des Eisschildes (siehe Abschnitt 2.2) berechnet. Bei genauerer Betrachtung unterscheiden sich natürlich die statistischen Eigenschaften der Eisoberflächentopographie innerhalb der verschiedenen Bereiche des Eisschildes. Der vereinfachte Ansatz führt schließlich dazu, dass für die höher gelegenen Regionen ( $> 1.000$  m) des Eisschildes die Genauigkeit des Höhenmodells unterschätzt und für küstennahe Bereiche des Eisschildes überschätzt wird. Die Verwendung von bereichsweise gültigen empirischen Kovarianzfunktionen (z.B. für jeden Gitterpunkt) würde ein realistischeres Genauigkeitsmaß produzieren.<sup>16</sup> Neben dem Nord-Süd-Gradienten würde das Modell einen zusätzlichen Gradienten vom Inlandeis zu den Küstenregionen enthalten.

Der Vergleich des Höhenmodells erfolgte mit zwei bereits veröffentlichten Höhenmodellen des Grönländischen Eisschildes. Zunächst ist hier das von Ekholm [1996] publizierte Höhenmodell zu nennen. Die Grundlage dafür bildeten satellitengestützte Radaraltimeterdaten (Geosat<sup>17</sup>, ERS-1), flugzeuggestützte Radar- und Laseraltimeterdaten, photogrammetrisch ausgewertete Luftbilddaten, digitalisierte Eislagen aus Karten sowie Höhendaten klassischer Vermessungen. Vor der Erstellung des Höhenmodells erfolgte eine Homogenisierung der Eingangsdatensätze. Vertiefende Informationen zur Modellgenerierung können der Veröffentlichung von Ekholm [1996] entnommen werden. Die mittlere Auflösung des Höhenmodells beträgt 2 km. Das Modell bezieht sich auf das WGS-84-Referenzellipsoid und wurde vor dem Vergleich auf das TOPEX/Poseidon-Referenzellipsoid umgerechnet. Das zweite Modell besteht ausschließlich aus ICESat-Altimeterdaten der ersten sechs Laserarbeitszeiträume (Februar 2003 (1A) – Juni 2005 (3C)) [DiMarzio u. a. 2007]. Es wurde in der polarstereographischen Ebene generiert und verfügt über eine Auflösung von  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ . Die Höhen beziehen sich auf das WGS-84-Referenzellipsoid. Für den Vergleich erfolgte eine Rückabbildung und Umrechnung der ellipsoidischen Koordinaten auf das TOPEX/Poseidon-Referenzellipsoid.

Zunächst erfolgt die Validierung mit dem von Ekholm [1996] publizierten Höhenmodell. Dieses basiert auf einem in Bezug zu dieser Arbeit unabhängigen hybriden Datensatz. Für den Vergleich wurden die Höhendifferenzen korrespondierender Gitterpunkte beider Modelle gebildet. Beide Höhenmodelle sowie deren Höhendifferenzen sind in Abbildung 5.11 dargestellt. Ein direkter Vergleich beider Modelle zeigt eine gute Übereinstimmung. Im Rahmen der Farbskalierung

<sup>16</sup>Dieser Ansatz wurde aufgrund des enormen Rechenaufwandes und der daraus resultierenden Rechenzeit nicht implementiert.

<sup>17</sup>Geosat war ein Radaraltimetersatellit der US-Streitkräfte. Über einen Missionszeitraum von fünf Jahren (1985 – 1990) lieferte er globale Höheninformationen zwischen 71,9° südlicher und nördlicher Breite für Anwendungen in der Ozeanographie und Geodäsie.



**Abbildung 5.11:** Vergleich des im Zuge dieser Arbeit generierten Höhenmodells der Eisoberfläche (a) mit dem von Ekholm [1996] publizierten Modell (b), welches aus einem hybriden Datensatz erstellt wurde. Beide Modelle zeigen eine gute Übereinstimmung. Eine Differenzbildung beider Modelle (c) deckt auf, dass die größten Differenzen vor allem in den küstennahen Bereichen unterhalb von 2.000m Höhe auftreten.

treten keine sichtbaren Unterschiede auf. Die Differenzbildung beider Modelle (Abbildung 5.11c) deckt allerdings kleine Unterschiede auf. Es ist zu erkennen, dass in den Gebieten oberhalb von 2.000 m Höhe sowie im nördlichsten Bereich des Eisschilds die Unterschiede innerhalb der Grenzen von  $\pm 20,0$  m liegen. In den küstennahen Gebieten unterhalb von 2.000 m Höhe treten größere Differenzen auf. Dies gilt insbesondere für den südöstlichen Bereich und den Abschnitt im unmittelbaren Einzugsgebiet des Jakobshavn Isbræ. Die auftretenden Unterschiede können hier mehr als 50 m betragen. Es treten sowohl positive als auch negative Differenzen auf. Für eine Quantifizierung der Unterschiede wurden die RMS- und Median-Werte ermittelt. Dabei wurde hinsichtlich des Akkumulations- und Ablationsbereichs unterschieden. Für die Abgrenzung beider Bereiche wurde die 2.000 m-Höhenlinie verwendet. Eine Zusammenstellung der Ergebnisse zeigt die Tabelle 5.1. Im Akkumulationsgebiet liegt der RMS-Wert der Höhendifferenzen bei 38,69 m. Für das Ablationsgebiet liegt er, wie erwartet, wesentlich höher. Der RMS beträgt hier 132,07 m. Im Vergleich zu Abbildung 5.11c erscheinen beide RMS-Werte auf den ersten Blick relativ groß. Hier ist allerdings zu beachten, dass in dem RMS-Wert einige wenige große Höhendifferenzen zwischen beiden Modellen einen starken Einfluss ausüben. Um dies zu veranschaulichen, sind zudem noch die Median-Werte für beide Gebiete mit angegeben. Sie liegen im Vergleich bei nur 0,65 m und 0,69 m. Die Differenzen, insbesondere in den Ablationsgebieten, können mit verschiedenen Ursachen begründet werden. Zunächst bleibt festzustellen, dass das von Ekholm [1996] erstellte Höhenmodell auf verschiedenen Eingangsdaten basiert. Diese sind deutlich älteren Datums als die ICESat-Altimeterdaten, welche die Basis für diese Arbeit bilden. Gerade in den küstennahen Einzugsgebieten der großen Ausflussgletscher ist die Oberflächengeometrie des

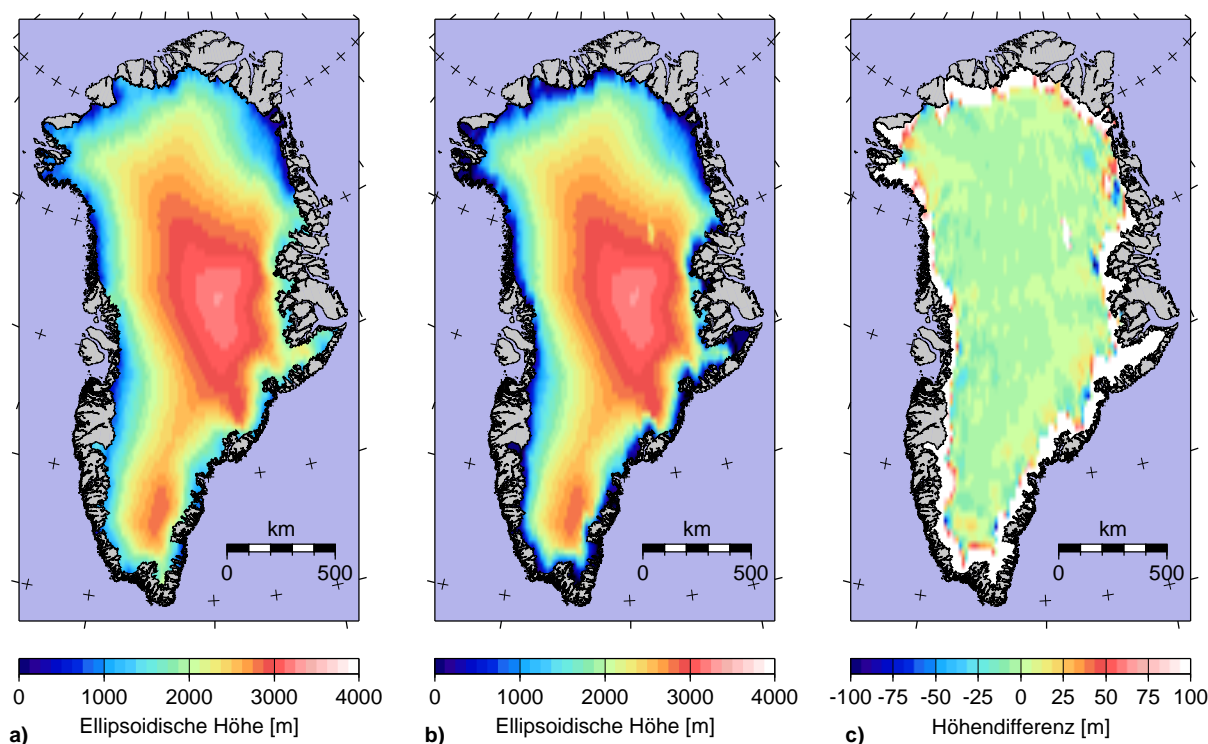
**Tabelle 5.1:** Ergebnisse aus dem Vergleich des im Zuge dieser Arbeit generierten Eisoberflächenhöhenmodells mit denen anderer Autoren [Ekholm 1996, DiMarzio u. a. 2007]. Die statistischen Untersuchungen erfolgten für zwei verschiedene Höhenbereiche.

Autoren	Höhenbereich			
	< 2.000 m		> 2.000 m	
	RMS [m]	Median [m]	RMS [m]	Median [m]
Ekholm [1996]	132,07	0,69	38,69	0,65
DiMarzio u. a. [2007]	568,65	7,51	171,98	-0,66

Eisschildes großen Veränderungen unterlegen. Die auftretenden großen negativen Höhendifferenzen sind durchaus plausibel und reflektieren die starke Höhenabnahme des Eisschildes in diesen Regionen, verursacht durch einen verstärkten Eismassenausstoß einiger Gletscher und das von Jahr zu Jahr zunehmende Oberflächenschmelzen während der Sommermonate. Darüber hinaus treten aber auch positive Höhendifferenzen auf. Ein Massenzuwachs des Eisschildes in diesen Dimensionen ist eher unwahrscheinlich. Diese Differenzen lassen sich vielmehr mit den unterschiedlichen räumlichen Auflösungen der Eingangsdaten beider Modelle begründen. Für das von Ekholm [1996] vorgestellte Modell gilt dies sicherlich in gleichem Maße wie für die ICESat-Altimeterdaten. Gerade ICESat hat im südlichen Gebiet des Grönländischen Eisschildes eine geringere räumliche Auflösung. Verstärkt wird dies noch durch den Umstand, dass gerade in den Küstenregionen die Laseraltimetermessungen oft durch Wolken beeinflusst bzw. ganz verhindert werden, also gerade in den Bereichen, in denen der Eisschild den größten Veränderungen unterworfen ist.

Das zweite für die Validierung verwendete Höhenmodell [DiMarzio u. a. 2007] gründet sich ebenfalls auf ICESat-Laseraltimeterdaten und ist somit nicht unabhängig in Bezug zu den in dieser Arbeit verwendeten Daten. Abweichend hierzu basiert das Modell auf einigen wenigen Laserarbeitsperioden (Version 228 und 428) des ersten Drittels der ICESat-Satellitenmission. Bei der Modellerstellung wurde linearen und saisonalen Höhenvariationen nicht Rechnung getragen. Die größten Höhenunterschiede treten auch hier vor allem in den küstennahen Ablationsgebieten des Eisschildes auf. Die Abbildung 5.12 zeigt beide Modelle und die erhaltenen Höhendifferenzen für einen direkten Vergleich. Entgegen den Erwartungen sind die ermittelten RMS-Werte für die Akkumulations- und Ablationsgebiete größer als bei der Validierung mit dem ersten Höhenmodell. In Anbetracht dessen, dass beide Modelle auf den gleichen Daten beruhen und lediglich über eine unterschiedliche zeitliche Abdeckung verfügen, erscheinen die RMS-Werte zunächst relativ groß. Die in Abbildung 5.12c dargestellten Höhendifferenzen zeigen allerdings keine Systematik im Akkumulationsbereich. Dort ist auch der Medianwert mit  $-0,66$  m klein. Der größere RMS-Wert weist hier lediglich auf eine stärkere Variation hin. Diese kann mit den unterschiedlichen Algorithmen erklärt werden, welche für die Modellgenerierung verwendet wurden. Unterhalb von 2.000 Höhenmetern, nahe der Eiskante des Schildes, treten deutlich größere Differenzen auf. Dies ist schon bei einem rein visuellen Vergleich beider Höhenmodelle erkennbar (Abbildung 5.12a und b). Es lässt sich damit begründen, dass der verwendete zeitlich kürzere Datenausschnitt in den Randgebieten des Eisschildes durch Wolken über mehr Datenlücken verfügt. Neben dem RMS-Wert (568,65 m) ist auch der Median-Wert mit 7,51 m um das Zehnfache größer.





**Abbildung 5.12:** Gegenüberstellung des im Zuge dieser Arbeit generierten Höhenmodells der Eisoberfläche (a) mit dem von DiMarzio u. a. [2007] publizierten Modell (b). Dieses DHM basiert auf ICESat-Altimeterdaten der ersten sechs Laserarbeitszeiträume (Februar 2003 (1A) – Juni 2005 (3C)). c) Differenz beider Modelle.

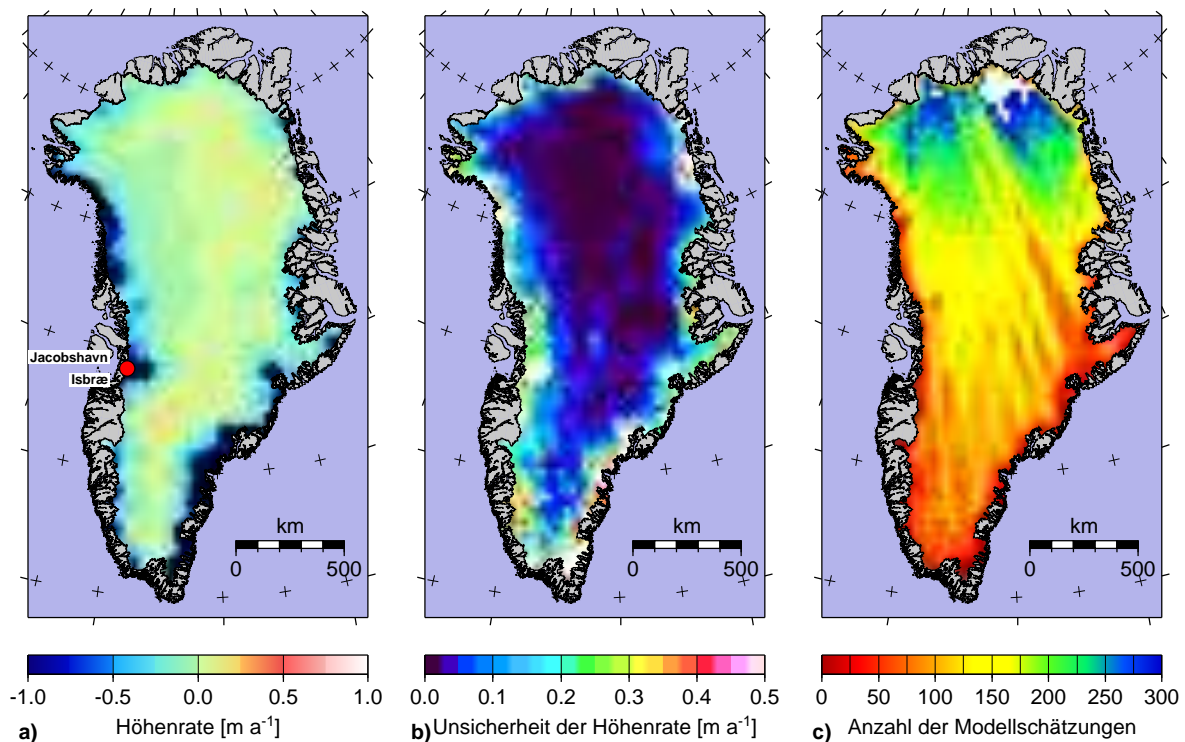
Die Untersuchungen zeigen, dass das im Zuge dieser Arbeit generierte ICESat-basierte Höhenmodell in guter Übereinstimmung mit den beiden Vergleichsmodellen steht. Größere Höhendifferenzen treten ausschließlich in den Randgebieten des Grönländischen Eisschildes auf. Dies sind zugleich die Bereiche, in denen der Eisschild den größten Veränderungen unterliegt. Im Rahmen des Modellansatzes für die Untersuchung der ICESat-Wiederholspuren repräsentiert das generierte Höhenmodell den Eisschild zu einer festen Epoche. Lineare und saisonale Höhenvariationen werden hierdurch auf ein Minimum reduziert.

#### 5.2.4 Zeitlich lineare Oberflächenhöhen-, Volumen- und Massenänderungen

Das Hauptziel der Wiederholspuranalyse der ICESat-Altimeterdaten bestand in der Bestimmung linearer Höhenänderungen des Grönländischen Eisschildes. Die Abbildungen 5.13a und b zeigen das erhaltene Modell der linearen Höhenraten und ihrer korrespondierenden Unsicherheiten. Eismassenänderungen verursachen glazial-isostatische Erdkrustendeformationen, welche räumlich variieren und im Fall Grönlands Beträge von wenigen Millimetern aufweisen [Dietrich u. a. 2005]. Diese Bewegung setzt sich aus zwei Anteilen zusammen: aus einer durch die viskosen Eigenschaften des Erdmantels verursachten Langzeitreaktion und einer durch die elastischen Eigenschaften der Erdkruste hervorgerufenen instantanen Reaktion. Um Höhenraten zu erhalten, welche eine reine Geometrieänderung des Eisschildes repräsentieren, wurde das erstellte Modell um beide Einflüsse reduziert. Für die Modellierung der viskosen Glazial-Isostatischen Ausgleichsbewegung (GIA) wurde das Modell der Eisauflastgeschichte ICE-5G in Verbindung mit dem Erdmodell VM2 [Peltier 2004]

verwendet. Das Modell ICE-5G beinhaltet die Eisauflastgeschichte bis 1000 Jahre vor heute. Die Berechnung erfolgte mit dem frei verfügbaren Softwarepaket SELEN [Spada und Stocchi 2007]. Im Gebiet des Grönländischen Eisschilds variieren GIA-induzierte Höhenänderungen zwischen  $-3 \text{ mm a}^{-1}$  und  $+4 \text{ mm a}^{-1}$ . Die um diesen Effekt reduzierten Höhenraten bildeten anschließend die Grundlage für die Berechnung der vertikalen elastischen Erdkrustendeformation aufgrund rezenter Eismassenänderungen. Hierbei wurde der Massenerhaltung durch eine Umverteilung der verlorenen Eismassen auf die Ozeane Rechnung getragen. Dies erfolgte durch die Lösung der Meeresspiegelgleichung nach einem Ansatz von Clarke u. a. [2005]. Die Höhenänderungen, hervorgerufen durch rezente Eismassenänderungen, variieren um  $0 \text{ mm a}^{-1}$  in Nordostgrönland und erreichen bis zu  $+22 \text{ mm a}^{-1}$  im unmittelbaren Eisrandbereich des Jakobshavn Isbræ. Die bestimmte elastische Krustendeformation trägt nur den Eismassenänderungen innerhalb des analysierten ICESat-Missionszeitraums Rechnung.

Die ermittelten, um beide Effekte reduzierten Höhenraten variieren in einem Bereich zwischen  $-4,0 \text{ m a}^{-1}$  und  $+0,25 \text{ m a}^{-1}$  (vgl. Abbildung 5.13a). In den küstennahen Bereichen ist eine mittlere Höhenabnahme von etwa  $-1,5 \text{ m a}^{-1}$  zu verzeichnen. Hier ist zunächst der südöstliche Küstenabschnitt im Bereich zwischen  $61^\circ$  und  $69^\circ$  nördliche Breite zu nennen. In diesem Gebiet befinden sich zwei der drei größten Ausflussgletscher, der Helheim- sowie der Kangerdlussuaq-Gletscher. In ihren unmittelbaren Einzugsbereichen treten Höhenraten von bis zu  $-4,0 \text{ m a}^{-1}$  auf. Eine weitere starke Abnahme des Eisschilds ist entlang der nordwestlichen Küste zwischen  $68^\circ$  und  $72^\circ$  nördlicher Breite zu verzeichnen. In Gebieten oberhalb von 2000 Höhenmetern sowie im nördlichsten Teil des Eisschilds wird hingegen eine leichte Zunahme der Eismächtigkeit verzeichnet. Dies wird durch die Arbeiten von Thomas u. a. [2000; 2001] bestätigt.



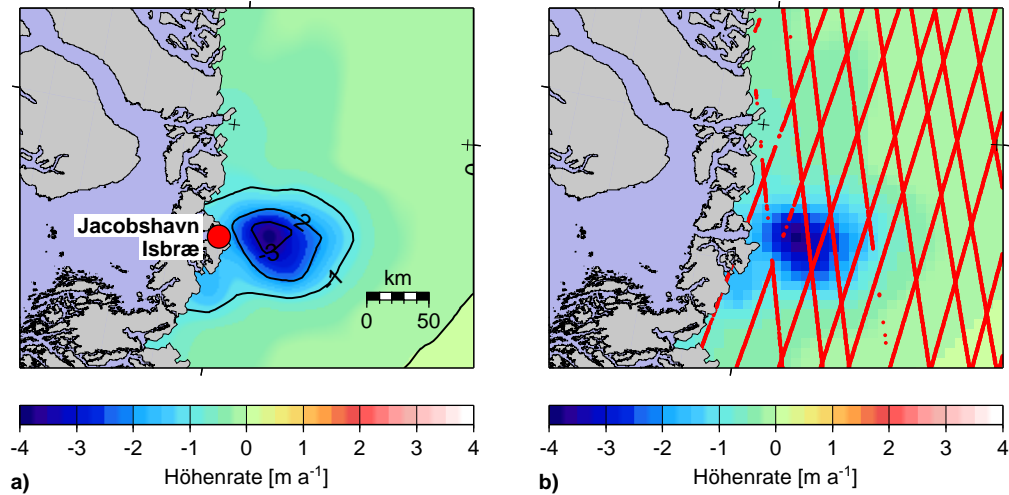
**Abbildung 5.13:** Zeitlich lineare Höhenraten (a) des Grönländischen Eisschilds und ihre korrespondierenden Unsicherheiten auf Basis des skalierten MAD (b). c) Anzahl der innerhalb einer Gitterzelle ( $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ ) der polarstereographischen Ebene liegenden Modellschätzungen.



Die Unsicherheiten der zeitlich linearen Höhenraten sind in der Abbildung 5.13 dargestellt. Für weite Teile des Eisschilds, insbesondere der höher gelegenen Gebiete, liegen diese unterhalb von  $0,1 \text{ m a}^{-1}$  ( $\sim 2\text{--}3 \text{ cm a}^{-1}$ ). In den küstennahen Bereichen des Eisschilds wächst die Unsicherheit bis auf  $0,5 \text{ m a}^{-1}$ . Dies kann auf zwei Ursachen zurückgeführt werden. Zum einen ist hier die Oberflächentopographie steiler und rauer. Zum anderen unterliegt sie in relativ kurzen Zeiträumen stärkeren Veränderungen als in den höher gelegenen Gebieten. Dies führt dazu, dass das im Modell verwendete biquadratische Flächenpolynom den realen Verlauf der Topographie hier schlechter repräsentieren kann. Der nicht modellierte Topographieanteil wird so von den beiden anderen Modellkomponenten und vor allem von den Residuen aufgefangen. Weiter südlich, zwischen  $61^\circ$  und  $67^\circ$  nördlicher Breite, sind die linearen Höhenraten auch in den höher gelegenen Gebieten ( $> 2.000 \text{ m}$ ) mit größeren Unsicherheiten behaftet. Dies kann im Wesentlichen mit der nach Süden hin abnehmenden Dichte der Modellschätzungen aufgrund der divergierenden Referenzspuren begründet werden. Abbildung 5.13c zeigt die Anzahl der in jeder Gitterzelle geschätzten Modelle. Es ist ein deutlicher Nord-Süd-Gradient zu erkennen. Während im Norden bis zu 300 Modelle in einem Gebiet von  $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$  geschätzt werden konnten, sind es in der äußersten Südspitze hingegen weniger als 25.

Diese signifikante Abnahme im Randbereich des Grönländischen Eisschilds wird durch die Ergebnisse anderer Untersuchungen gestützt [Howat u. a. 2008]. Krabill u. a. [2004] untersuchten Laseraltimeterdaten des *Airborne Topographic Mapper* (ATM), aufgenommen in den Jahren 1993/94 und 1998/99. Sie kamen ebenfalls zu dem Schluss, dass der Eisschild in diesen Gebieten stark an Mächtigkeit verliert. Rignot u. a. [2008] analysierten die Massenbilanz des Grönländischen Eisschilds für den Zeitraum von 1958 bis 2007. Die Ergebnisse zeigten zudem, dass der annuare Eismassenverlust seit 1996 von Jahr zu Jahr wächst. Dieser Verlust wird allem Anschein nach durch zwei Umstände verursacht. Zum einen kann dieser Massenverlust auf ein verstärktes Oberflächenschmelzen während der Sommermonate zurückgeführt werden. Diese These wird durch Ergebnisse von Hanna u. a. [2008] untermauert. Ihre Untersuchung basiert auf meteorologischen Daten. Seit Anfang der 1990er Jahre besteht eine starke positive Korrelation zwischen den ansteigenden Sommertemperaturen Südgrönlands und denen der gesamten nördlichen Hemisphäre. Das sommerliche Schmelzen und der damit verbundene Oberflächenabfluss (*surface runoff*) kann so eindeutig mit dem sich vollziehenden globalen Klimawandel in Verbindung gebracht werden. Einen zweiten wesentlichen Beitrag zum Massenverlust leisten die unzähligen Ausflussgletscher, welche ihren Eismassenausstoß in den letzten zehn Jahren zum Teil beträchtlich gesteigert haben [Luckman u. a. 2006, Rignot und Kanagaratnam 2006, Howat u. a. 2007].

Die stärkste Höhenabnahme des Grönländischen Eisschilds wird in dem unmittelbaren Einzugsgebiets des Jakobshavn Isbræ (Abbildung 5.13a) verzeichnet. Hierbei handelt es sich um den schnellsten Ausflussgletscher mit dem größten jährlichen Eismassenausstoß nicht nur Grönlands, sondern der gesamten nördlichen Hemisphäre. Zur besseren Illustration zeigt die Abbildung 5.14a einen vergrößerten Ausschnitt des Einzugsbereiches mit den ermittelten Höhenraten. Es ist zu erkennen, dass im Zentrum des Gebietes eine Höhenabnahme der Eisoberfläche von bis zu  $-4 \text{ m a}^{-1}$  detektiert wird. Dieser Bereich bildet damit den dynamischsten Teil des gesamten Eisschilds.



**Abbildung 5.14:** Höhenraten der Eisoberfläche im unmittelbaren Einzugsgebiet des Jakobshavn Isbræ. Das Höhenlinienintervall (a) beträgt 1 m. b) Überlagerung des Höhentrends mit den Lokationen der Modellschätzungen.

Dieser signifikante Eismassenverlust, das belegen jüngste Untersuchungen, ist in erster Linie auf einen verstärkten Eismassenausstoß des Gletschers zurückzuführen, welcher sich seit den letzten zehn Jahre vollzieht und sich immer mehr verstärkt. Begleitet wird dies durch einen stetigen Rückzug der dem Eisstrom vorgelagerten Gletscherzunge [Weidick 1992, Sohn u. a. 1998]. Diese hatte bisher für den Eisstrom eine stabilisierende Wirkung. Ihr Rückzug ist so unweigerlich mit einer Zunahme der Fließgeschwindigkeit des Gletschers verbunden. Einen eindeutigen Beleg dafür lieferten vergleichende Analysen von Fließgeschwindigkeitsfeldern verschiedener Epochen zwischen 1992 und 2003 [Joughin u. a. 2004]. Sie basieren auf der Auswertung von InSAR-Daten sowie von satelliten- und flugzeugbasierten optischen Bilddaten. Joughin u. a. [2008] nannten als weiteren möglichen Grund für die Zunahme der Fließgeschwindigkeit den von Jahr zu Jahr kürzer werdenden Zeitraum der Meereisbedeckung im Fjord des Jakobshavn Isbræ während der Wintermonate. Neben der Eiszunge wirkt auch das Meereis stützend und verlangsamt so die Kalbungsprozesse an der Eisfront. Auf der Basis von ATM- und ICESat-Altimeterdaten ermittelten Joughin u. a. [2008] eine Höhenrate von bis zu  $-15 \text{ m a}^{-1}$ . Dietrich u. a. [2007a] und Maas u. a. [2008] gelang darüber hinaus auf der Basis terrestrischer, geodätisch-photogrammetrischer Arbeiten der Nachweis, dass sich die Fließgeschwindigkeit des Eises an der Gletscherfront des Jakobshavn Isbræ in den letzten Jahren um den Faktor zwei auf nunmehr  $45 \text{ m a}^{-1}$  vergrößert hat. Die Abbildung 5.14b zeigt neben dem Modell der linearen Höhenraten die Lage der ICESat-Referenzspuren. Das unmittelbare Einzugsgebiet wird nur durch wenige Referenzspuren überdeckt. Es ist somit anzunehmen, dass das Modell die real auftretende Höhenabnahme unterschätzt. Diese These wird durch die von Thomas u. a. [2008] und Joughin u. a. [2008] publizierten Ergebnisse untermauert. Messungen des *Airborne Topographic Mapper* (ATM) aus den Jahren 1997 bis 2002 liefern ein deutlich hochauflösenderes Bild des Einzugsgebiets. Im Zentrum wurden Höhenraten von bis zu  $-15 \text{ m a}^{-1}$  detektiert.

Die in den Küstenregionen des Eisschildes detektierten negativen Höhenraten stehen in Einklang mit einer Reihe ebenfalls auf ICESat-Altimeterdaten basierenden Ergebnissen, auf welche zu einem späteren Zeitpunkt noch näher eingegangen wird.

## Mittlere Höhenraten, Volumen- und Massenänderungen für Einzugsgebiete des Grönländischen Eisschildes

Aus dem zweidimensionalen Modell der zeitlich linearen Höhenraten wurden Volumen- und Massenänderungen deduziert. Dies erfolgte sowohl für den gesamten Eisschild als auch für die sechs bedeutendsten Einzugsgebiete. Die Grenzen der Einzugsgebiete entstammen dabei der Arbeit von Gebler [2009] (siehe Abbildung 5.15).

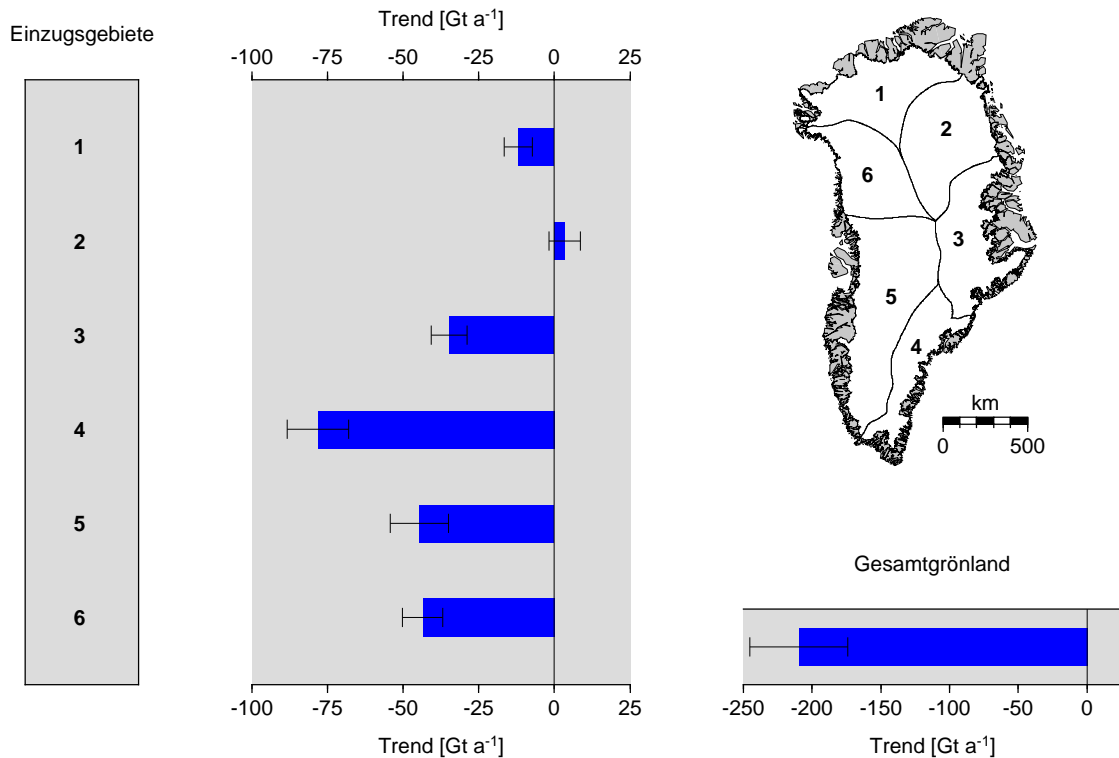
Bei der Bestimmung der Massenänderungen erwächst eine große Unsicherheit aus der für die Volumen-Massen-Umrechnung verwendeten Dichteannahme, welcher aus diesem Grund eine besondere Aufmerksamkeit zuteil wird. Einen Überblick über die verschiedenen Strategien geben die Arbeiten von Zwally u. a. [2005], Wingham u. a. [2006], Slobbe u. a. [2009] sowie Li und Zwally [2011]. Für den Fall von langzeitstabilen atmosphärischen Parametern wie Akkumulation und Temperatur sowie von Schmelzprozessen an der Eisoberfläche bleibt das Dichteprofil der oberen Firnschichten einer gegebenen Lokation zeitlich konstant (Sorge's Gesetz [Cuffey und Paterson 2010]). Die Kompaktionsraten der oberen Firnschichten bleiben somit ebenfalls konstant. Im Gegensatz dazu verursachen kurzperiodische Variationen der Akkumulation und der Temperatur eine Veränderung des Verdichtungsprozesses. Die anzunehmende Dichte ist dann abhängig vom zu untersuchenden Gebiet. In der Ablationszone eines Eisschildes dominiert der dynamische Eismassenverlust (Eismassenausstoß über der Aufsetzlinie) gegenüber zeitlich kurzperiodischen Effekten [Zwally u. a. 2005]. Begünstigend kommt hier hinzu, dass am Ende eines Sommers der im gesamten vorangegangenen Winter akkumulierte Schnee wieder geschmolzen und oberflächennah abgeflossen ist. Für diesen Fall kann die Dichte von purem Eis ( $917 \text{ kg m}^{-3}$ ) für die Volumen-Massen-Umrechnung verwendet werden. In den höheren Lagen des Eisschildes, der Akkumulationszone, spielen die bereits angesprochenen kurzperiodischen Effekte eine größere Rolle. Diese führen zunächst dazu, dass effektive Dichtewerte zwischen  $300 \text{ kg m}^{-3}$  und  $917 \text{ kg m}^{-3}$  und sogar darüber hinaus [Li und Zwally 2011] auftreten können. Hier ergibt sich allerdings eine Vereinfachung, wenn langzeitliche, lineare Massenänderungen Gegenstand der Untersuchung sind. Die kurzperiodischen Effekte mitteln sich über den Zeitraum einer Satellitenmission (z. B. fünf Jahre) zu einem Großteil heraus [Zwally u. a. 2005]. In diesem Fall kann die Volumen-Massen-Umrechnung ebenfalls mit einer Dichte nahe der von purem Eis erfolgen. In dieser Arbeit wurde auf Grundlage der eben beschriebenen Vorüberlegungen für die Volumen-Massen-Umrechnung des gesamten Eisschildes (Akkumulations- und Ablationsgebiete) vereinfachend eine mittlere Eisdichte von  $900 \text{ kg m}^{-3}$  verwendet [Zwally u. a. 2005].

Die formalen Unsicherheiten der ermittelten linearen Massenänderungen setzen sich aus drei Komponenten zusammen. Zunächst sind hier die Unsicherheiten der für die Einzugsgebiete geschätzten Volumenänderungen zu nennen. Die zweite Komponente ergibt sich aus der getroffenen Dichteannahme. Für die mittlere Eisdichte wurde eine Unsicherheit von  $\pm 100 \text{ kg m}^{-3}$  angenommen. Des Weiteren wurde in der formalen Fehlerfortpflanzung dem Umstand Rechnung getragen, dass sich die kurzperiodischen Variationen der Akkumulation und der Temperatur nicht gänzlich herausmitteln und deshalb die Kompaktionsrate der oberen Firnschichten leicht beeinflussen. Hierfür wurde eine von Zwally u. a. [2005] publizierte Rate von  $1,71 \text{ cm a}^{-1}$  verwendet, welche für das gesamte Grönländische Eisschild gültig ist.

**Tabelle 5.2:** Mittlere Höhenraten ( $\dot{H}_I$ ) sowie Volumen- ( $\dot{V}_I$ ) und Massenänderungen ( $\dot{M}_I$ ) und korrespondierende Unsicherheiten für die sechs Einzugsgebiete (EG) sowie den gesamten Grönländischen Eisschild (GES).

EG	Fläche [km <sup>2</sup> ]	$\dot{H}_I$ [cm a <sup>-1</sup> ]	$\dot{V}_I$ [km <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ]	$\dot{M}_I$ [Gt a <sup>-1</sup> ]
1	263922	$-5,0 \pm 0,8$	$-13,2 \pm 2,1$	$-11,9 \pm 4,6$
2	307011	$+1,2 \pm 0,8$	$+3,8 \pm 2,3$	$+3,4 \pm 5,2$
3	252252	$-15,3 \pm 1,0$	$-38,7 \pm 2,5$	$-34,8 \pm 5,9$
4	176845	$-49,1 \pm 2,8$	$-86,8 \pm 4,9$	$-78,1 \pm 10,1$
5	444358	$-11,1 \pm 1,2$	$-49,5 \pm 5,1$	$-44,6 \pm 9,6$
6	233401	$-20,7 \pm 1,3$	$-48,4 \pm 3,0$	$-43,6 \pm 6,6$
GES	1677789	$-13,9 \pm 0,5$	$-232,8 \pm 8,7$	$-209,5 \pm 35,6$

Eine Übersicht der gewonnenen Ergebnisse für die sechs Einzugsgebiete sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild zeigt die Tabelle 5.2. Eine graphische Darstellung der ermittelten Massenänderungen kann zudem der Abbildung 5.15 entnommen werden. Für fünf Einzugsgebiete werden negative Massenänderungen detektiert. Nur das Gebiet 2 besitzt eine positive Massenänderung von  $3,4 \text{ Gt a}^{-1}$ . Dieser Wert ist allerdings kleiner als seine ermittelte formale Unsicherheit ( $1\sigma$ ). Joughin u. a. [2001] untersuchten den in diesem Gebiet liegenden Nordostgrönländischen Eisstrom. Ihre Massenbilanzbestimmung ergab, dass sich dieser Bereich des Eisschildes im Gleichgewichtszustand befindet. Die mit Abstand größte Massenänderung besitzt das



**Abbildung 5.15:** Ermittelte lineare Massenänderungen für die sechs Einzugsgebiete und den gesamten Grönländischen Eisschild. Die Übersichtskarte des Grönländischen Eisschildes zeigt die Grenzen der sechs Gebiete [Gebler 2009].

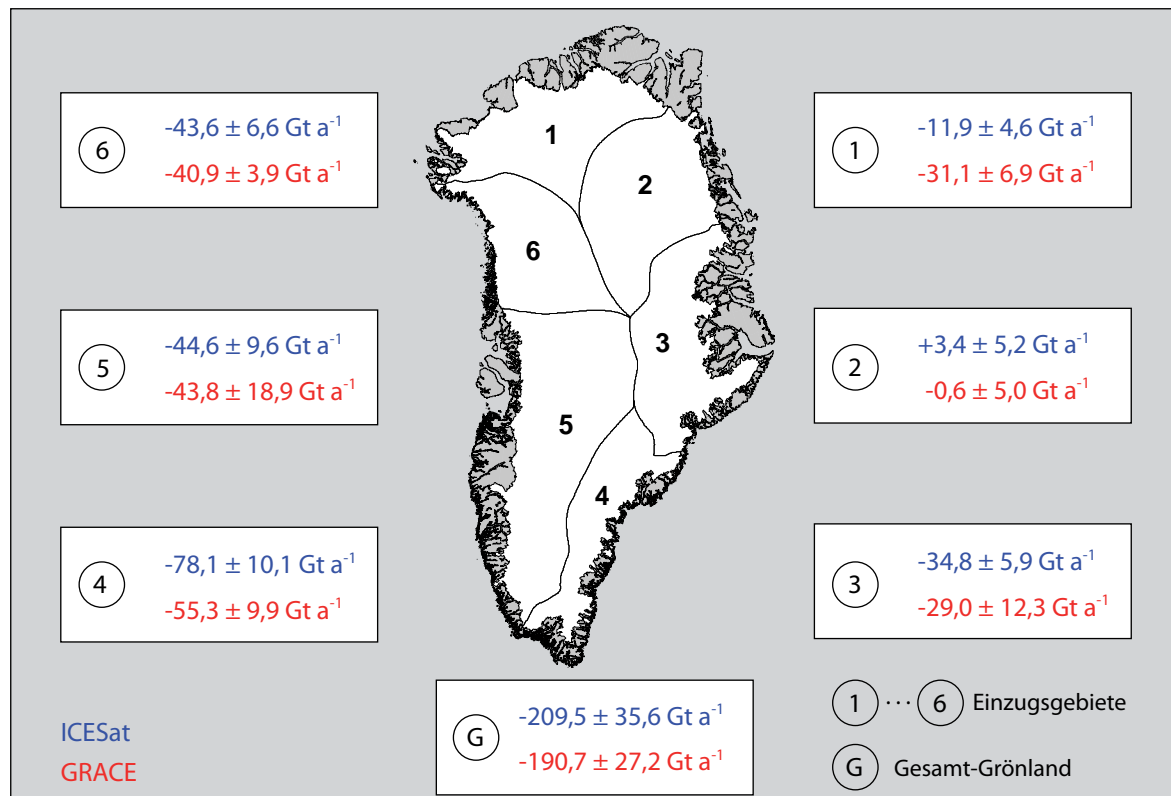
Gebiet 4. Hierbei handelt es sich um ein Einzugsgebiet, welches das südöstlichste Gebiet zwischen  $60^\circ$  und  $69^\circ$  nördlicher Breite überdeckt. Wie erwartet, zeigen die Massenänderungen der Gebiete einen direkten Zusammenhang mit der geografischen Breite. Für den gesamten Eisschild wurde eine mittlere Höhenabnahme von  $-13,9 \pm 0,5 \text{ cm a}^{-1}$  (ICESat) detektiert. Dies entspricht einer linearen Massenänderung des Eisschilds von  $-209,5 \text{ Gt a}^{-1}$ .

### Vergleich mit zeitlich linearen Massenänderungen aus der Schwerefeldmission GRACE

Neben der Altimetrie bieten auch die Daten der Schwerefeldmission GRACE die Möglichkeit, Massentrends des Grönländischen Eisschilds zu bestimmen. Die im Folgenden für den Vergleich verwendeten Daten basieren auf monatlichen Schwerefeldlösungen des GeoForschungsZentrums Potsdam (GFZ) der *Release-04* [GFZ 2011]. In die Analyse wurden insgesamt 72 Monatsmodelle einbezogen, welche den gleichen Zeitraum wie die vorhandenen ICESat-Altimeterdaten überdecken (Oktober 2003 – Oktober 2009). Die Monatslösungen liegen als Satz von Stokes-Koeffizienten vor und wurden bis Grad und Ordnung 60 genutzt. Der verwendete Ansatz basiert auf einer von Horwath und Dietrich [2009] publizierten Analysestrategie. Vertiefende Informationen zur Prozessierung<sup>18</sup> können den Veröffentlichungen von Ewert u. a. [2012a] und Groh u. a. [2012] entnommen werden.

Abbildung 5.16 zeigt eine Zusammenstellung der Ergebnisse beider Ansätze. Die ermittelten Massenänderungen zeigen eine gute Übereinstimmung. Dies gilt insbesondere für die Gebiete 2, 3, 5 und 6. Hier liegen die Ergebnisse innerhalb ihrer jeweiligen Unsicherheiten. Bis auf das Gebiet 2 stimmen alle Ergebnisse in ihrem Vorzeichen überein. Für drei Gebiete besitzen die Ergebnisse der beiden Ansätze größere Abweichungen. Hier ist das Gebiet 1 zu nennen. Die Differenz beider Massenänderungen beträgt  $-19,2 \text{ Gt a}^{-1}$ . Es ist das am nördlichsten gelegene Einzugsgebiet. Die Altimetrie detektiert hier eine geringere Abnahme des Eisschilds. In diesem Bereich konvergieren die ICESat-Referenzspuren. Er verfügt somit über die höchste Datendichte. Die Differenz kann durch die unterschiedliche räumliche Auflösung der Daten beider Missionen in diesem Abschnitt erklärt werden. Im Weiteren ist das Gebiet 4 zu nennen. Es besitzt die größte detektierte Massenänderung (ICESat:  $-78,1 \text{ Gt a}^{-1}$ ). Die GRACE-Lösung weicht mit  $-55,3 \text{ Gt a}^{-1}$  um  $+22,8 \text{ Gt a}^{-1}$  davon ab. Im Vergleich zur Lösung dieser Arbeit entspricht die Differenz einem Anteil von etwa 29 %. Für diese größere Differenz beider Lösungen gibt es zwei mögliche Ursachen. Das Gebiet erstreckt sich entlang des südöstlichen Küstenbereichs zwischen  $60^\circ$  und  $69^\circ$  nördlicher Breite. Die ICESat-Referenzspuren haben hier einen deutlich größeren seitlichen Abstand zueinander. Hinzu kommt, dass dies der Küstenbereich des Eisschilds ist, welcher ganzjährig oft durch Wolken überdeckt wird. Dies führt zu mehr Datenlücken in den Wiederholspurprofilen als in weiter nördlich gelegenen Gebieten Grönlands. Das Gebiet erstreckt sich vor allem in Nord-Süd-Richtung. In West-Ost-Richtung ist es im Mittel nur 200 km breit. Diese Form ist sehr ungünstig für die GRACE-Analyse. Die größere Differenz in den detektierten Massenänderungen kann somit auf Defizite beider Missionen zurückgeführt werden. Für den gesamten Eisschild wurde ein linearer Massentrend von  $-209,5 \text{ Gt a}^{-1}$  (ICESat) detektiert. Die GRACE-Lösung weicht davon nur um  $-18,8 \text{ Gt a}^{-1}$  ab. Dies entspricht 8,9 % der Gesamtmassenänderung (ICESat). In Anbetracht der zwei unabhängigen Missionen und methodischen Ansätze stellt dies ein zufriedenstellendes Ergebnis dar.

<sup>18</sup>Die Analyse der GRACE-Daten erfolgte durch Herrn Andreas Groh vom Institut für Planetare Geodäsie der



**Abbildung 5.16:** Gegenüberstellung der ICESat- und GRACE-basierten Massenänderungen für die sechs Einzugsgebiete sowie den gesamten Grönländische Eisschild.

### Vergleich mit den Lösungen anderer Autoren

In diesem Abschnitt soll die im Rahmen dieser Arbeit ermittelte Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes mit den Lösungen anderer Autoren verglichen werden. Moderne Satellitenmissionen bieten heute die Möglichkeit die Massenbilanzen des Grönländischen und Antarktischen Eisschildes auf Basis verschiedener methodischer Ansätze zu bestimmen. Verschiedene Autoren ermittelten die Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes auf Grundlage der Daten der Schwerefeldmission GRACE und der gravimetrischen Methode (Abschnitt 2.2.2). Ewert u. a. [2012a] geben einen Überblick über die Ergebnisse der verschiedenen Veröffentlichungen der letzten Jahre. Die in dieser Arbeit ermittelte Massenbilanz Grönlands soll im Folgenden mit den Ergebnissen anderer Autoren verglichen werden, deren Grundlage ebenfalls Altimeterdaten bildeten und welche somit auf dem gleichen Ansatz zur Bestimmung der Massenbilanz (altimetrische Methode) beruhen.

Tabelle 5.3 gibt eine Übersicht der verschiedenen Lösungen. An dieser Stelle sei angemerkt, dass die einzelnen Analysen auf Altimeterdaten verschiedener Herkunft beruhen. Die unterschiedlichen räumlichen Auflösungen der flugzeug- und satellitenbasierten Daten in Kombination mit der abweichenden zeitlichen Überdeckung der einzelnen Missionen bedingen prinzipiell Differenzen in den bestimmten Massenbilanzen. Dieser Umstand ist bei der vergleichenden Interpretation zu berücksichtigen.

**Tabelle 5.3:** Übersicht der ermittelten Massenbilanzen verschiedener Autoren auf Grundlage der altimetrischen Methode. Die einzelnen Ergebnisse basieren auf verschiedenen Altimetersensoren und unterschiedlichen Zeiträumen.

Autor	Sensor	Zeitraum	Trend	
			Volumen [km <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ]	Masse [Gt a <sup>-1</sup> ]
Krabill u. a. [2000]	ATM	06/94–05/99	–51	
Zwally u. a. [2005]	ATM, ERS1/2	04/92–10/02		+11 ± 3
Thomas u. a. [2006]	ATM, ICESat	94–04		–50
	ATM, ICESat	98–04		–105
Slobbe u. a. [2009]	ICESat	02/03–04/07		–139 ± 68
Sørensen u. a. [2011] <sup>†</sup>	ICESat	10/03–03/08	–239 ± 26	–240 ± 28
Sørensen u. a. [2011] <sup>‡</sup>	ICESat	10/03–03/08	–236	–276
Zwally u. a. [2011]	ICESat	10/03–11/07		–171 ± 4
aktuelle Arbeit	ICESat	10/03–11/09	–233 ± 9	–210 ± 36

<sup>†</sup> mit Firnkorrektur, <sup>‡</sup> ohne Firnkorrektur.

Eine erste Abschätzung der grönländischen Eismassenbilanz mit einem Verlust von  $-51 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  wurde durch Krabill u. a. [2000] veröffentlicht. Dies entspricht einem Massenverlust von  $-46 \text{ Gt a}^{-1}$  unter Verwendung einer Eisdichte von  $917 \text{ kg m}^{-3}$  für die Volumen-Massen-Umrechnung. Grundlage hierfür bildeten die Altimeterdaten der ATM-Missionen der Jahre 1993/94 und 1998/99. Dabei handelte es sich um flugzeugbasierte Altimetermessungen. Das Instrument liefert Höhenmessungen innerhalb eines 140 m breiten Streifens entlang der Flugprofile. Das System arbeitete mit einer Frequenz von 10 Hz. Die Einzelmessungen haben einen *footprint* von  $\sim 1 \text{ m}$ . Der Abstand zwischen ihnen beträgt 2 m, sodass die Topographie innerhalb des aufgenommenen Streifens entlang der Flugtrasse sehr hoch aufgelöst zur Verfügung steht. Die räumliche Auflösung der Daten wird allerdings durch den größeren Abstand der Flugspuren limitiert. Krabill u. a. [2000] interpolierten bzw. extrapolierten ihre Ergebnisse in die Randbereiche des Eisschildes abseits der Flugprofile durch Anwendung einer berechneten hypothetischen Höhenrate. Diese basiert wiederum auf den *coastal Positiv Degree Day* (PDD) Anomalien<sup>19</sup>. Eine kombinierte Analyse der ATM-Daten zusammen mit den Daten der ersten Laserarbeitsperioden von ICESat (2003 – 2004) wurde schließlich von Thomas u. a. [2006] durchgeführt. Sie ermittelten die Massenbilanz für jeweils zwei Zeiträume (1993/94 – 2003/04, 1998/99 – 2003/04). Die Ergebnisse ( $-50 \text{ Gt a}^{-1}$ ,  $-105 \text{ Gt a}^{-1}$ ) zeigen eine gute Übereinstimmung mit denen von Krabill u. a. [2000]. Im Weiteren deuten sie darauf hin, dass sich der Massenverlust des Grönländischen Eisschildes in den letzten zehn Jahren stärker vollzogen hat als in den 90er Jahren des vergangenen Jahrhunderts. Zwally u. a. [2005] analysierten ERS1/2-Radaraltimeterdaten und ATM-Daten im Zeitraum zwischen 1992 und 2002. Auch sie nutzten einen optimierten Ansatz zur Extrapolation ihrer Ergebnisse in den küstennahen Bereichen des Eisschildes. Im Gegensatz zu den bereits vorgestellten Lösungen ermittelten sie eine positive

<sup>19</sup>Diese Anomalien beschreiben die Anzahl der Tage im Jahr, für welche an der Eisoberfläche Lufttemperaturen über  $0^\circ \text{C}$  herrschen.

Massenbilanz in Höhe von  $+11 \pm 3 \text{ Gt a}^{-1}$ . Die Differenz zwischen den Lösungen von Zwally u. a. [2005] und Krabill u. a. [2000] sind höchstwahrscheinlich auf die verschiedenen Ansätze zur Interpolation bzw. Extrapolation zurückzuführen. Weiterhin ist anzuführen, dass die ERS1/2-Radaraltimeterdaten in den küstennahen Bereichen des Eisschildes mit größeren Unsicherheiten behaftet sind. Ein Großteil der untersuchten Daten überdeckt den Zeitraum der 1990er Jahre, in denen die Massenbilanz des Eisschildes näher am Gleichgewichtszustand lag, als das heute der Fall ist [Rignot u. a. 2008].

Die Arbeiten von Slobbe u. a. [2009], Sørensen u. a. [2011] und Zwally u. a. [2011] basieren ausschließlich auf der Analyse von ICESat-Altimeterdaten. Kleine Unterschiede ergeben sich lediglich bei den Zeiträumen der analysierten Daten (siehe Tabelle 5.3). Slobbe u. a. [2009] ermittelten die Höhenraten aus Altimetermessungen, deren *footprints* sich mindestens zur Hälfte überdecken. Diesen Ansatz wendeten sie auf die Wiederholspur- und die Kreuzungspunktanalyse an. Für die Volumen-Massen-Umrechnung nutzten sie zwei Dichteannahmen. In Gebieten unterhalb von 2.000 m Höhe wurde eine mittlere Eisdichte von  $900 \pm 300 \text{ kg m}^{-3}$  verwendet, in höher gelegenen Regionen von  $600 \pm 300 \text{ kg m}^{-3}$ . Die von ihnen ermittelte Massenänderung beträgt  $-139 \pm 68 \text{ Gt a}^{-1}$  und weicht damit um  $+71 \text{ Gt a}^{-1}$  von der Lösung dieser Arbeit ab. Ihr analysierter Zeitraum ist zweieinhalb Jahre kürzer. Die Differenz beider Lösungen kann in erster Linie auf die abweichenden Dichteannahmen bei der Volumen-Massen-Umrechnung zurückgeführt werden. Die Lösung von Slobbe u. a. [2009] verfügt mit  $\pm 68 \text{ Gt a}^{-1}$  über eine relativ große Unsicherheit, welche vor allem auf den großen Unsicherheiten der verwendeten Dichteannahmen ( $\pm 300 \text{ kg m}^{-3}$ ) beruht. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass im Gegensatz zur Wiederholspuranalyse dieser Arbeit der von Slobbe u. a. [2009] genutzte Ansatz eine ganze Reihe von ICESat-Altimeterdaten von der Untersuchung ausschließt.

Wie in der hier vorliegenden Arbeit verwenden Sørensen u. a. [2011] die Wiederholspuranalyse, um das gesamte Potential der Daten auszuschöpfen. Abweichend analysierten sie einen um einige Monate kürzeren Zeitraum der ICESat-Mission. In der Arbeit werden drei verschiedene Ansätze zur Verringerung bzw. Ausschaltung des topographieinduzierten Höhenunterschiedes zwischen korrespondierenden Altimetermessungen verschiedener Aufnahmezeiten diskutiert. Für nähere Informationen hierzu sei an dieser Stelle auf die Veröffentlichung von Sørensen u. a. [2011] verwiesen. Tabelle 5.3 zeigt die beiden Lösungen des Ansatzes (M3), welcher der in dieser Arbeit verwendeten Strategie am nächsten liegt. Die erste Lösung ( $-240 \pm 28 \text{ Gt a}^{-1}$ ) beinhaltet eine Firnkorrektur, bei der zweiten Lösung ( $-276 \text{ Gt a}^{-1}$ ) wurde die jährliche Massenänderung ohne diese bestimmt. Beide Lösungen sind um 14 % bzw. 31 % größer als die Lösung dieser Arbeit. Die Ursachen dieser Differenzen können sowohl im verwendeten Datenzeitraum als auch im methodischen Ansatz liegen. Mit hoher Wahrscheinlichkeit lassen sich die Unterschiede mit den verwendeten Dichteannahmen für die Volumen-Massen-Umrechnung begründen. Sørensen u. a. [2011] nutzten für Bereiche oberhalb der Gleichgewichtslinie (Ablationsgebiete), in denen positive Höhenraten auftraten, eine einheitliche Firndichte. Nähere Informationen hinsichtlich der Berechnung der Firndichte können der Publikation von Sørensen u. a. [2011] entnommen werden. In allen anderen Bereichen wendeten sie die Eisdichte ( $917 \text{ kg m}^{-3}$ ) für die Volumen-Massen-Umrechnung an.



Zwally u. a. [2011] nutzten einen vergleichbaren Ansatz wie Sørensen u. a. [2011] (M3) für die Analyse der Altimeterdaten. Sie untersuchten Daten im Zeitraum zwischen Oktober 2003 und November 2007. Auch hier kam ein Firndichtemodell bei der Volumen-Massen-Umrechnung in den Akkumulationsgebieten zur Anwendung. Die ermittelte Massenänderung von  $-171 \pm 4 \text{ Gt a}^{-1}$  ist allerdings wesentlich kleiner als die Lösung von Sørensen u. a. [2011] sowie die Lösung dieser Arbeit. Zusätzlich unterzogen Zwally u. a. [2011] die ERS- und ATM-Daten der Jahre 1992 bis 2002 einer Reanalyse. Für diesen Zeitraum ermittelten sie eine leicht positive Massenbilanz von  $+7 \pm 3 \text{ Gt a}^{-1}$ . Ein Vergleich der Ergebnisse beider Zeiträume zeigte, dass sich der Massenverlust im Ablationsgebiet des Grönländischen Eisschildes von  $-17 \text{ Gt a}^{-1}$  auf  $-206 \text{ Gt a}^{-1}$  steigerte. Im Akkumulationsgebiet wuchs der Massengewinn hingegen von  $+10 \text{ Gt a}^{-1}$  auf  $+35 \text{ Gt a}^{-1}$  an. Der verstärkte Massenverlust durch Schmelzprozesse und den dynamischen Ausfluss ist damit um das Siebenfache größer als die in den höheren Lagen ansteigenden Niederschlagsmengen [Zwally u. a. 2011].

### 5.3 Schlussfolgerungen

Die Bestimmung der rezenten Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes stellt einen aktuellen Forschungsschwerpunkt dar, welcher die Zusammenarbeit unterschiedlicher Fachbereiche (Glaziologie, Geodäsie und Geophysik) erfordert. Mit den durch die ICESat-Mission bereitgestellten Altimeterinformationen konnten die limitierenden Systemeigenschaften der Radarmissionen in den Küstenregionen des Eisschildes überwunden werden. Gerade in diesen Gebieten, in denen der größte Eismassenverlust verzeichnet wird, verfügen die Radardaten aufgrund der starken Topographieneigung über die größten Unsicherheiten.

Im Zuge dieser Arbeit wurden die Altimeterdaten einer Wiederholspuranalyse unterzogen. Hierdurch konnte das gesamte Potential der hochauflösenden Laseraltimeterdaten ausgeschöpft werden. Auf der Grundlage des entwickelten drei-komponentigen Modellansatzes wurden lineare Höhenraten für den gesamten Grönländischen Eisschild geschätzt. Die hieraus ermittelte lineare Massenänderung beträgt schließlich  $-210 \pm 36 \text{ Gt a}^{-1}$ . Dieser jährliche Eismassenverlust entspricht dabei einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von  $+0,58 \pm 0,10 \text{ mm a}^{-1}$  (Gesamtfläche der Weltozeane:  $362 \times 10^6 \text{ km}^2$  [Lemke u. a. 2007]). Cazenave u. a. [2009] analysierten Altimeter-, Schwere- und ozeanographische Daten der Weltozeane für den Zeitraum von 2003 bis 2008. Sie fanden heraus, dass sich der vollziehende Meeresspiegelanstieg von  $+2,5 \pm 0,4 \text{ mm a}^{-1}$  im Vergleich zum Zeitraum von 1992 bis 2003 ( $+3,1 \pm 0,7 \text{ mm a}^{-1}$ , [Lemke u. a. 2007]) leicht abschwächte. Als Ursache für diese Abschwächung wird in erster Linie die sich verringernde thermische Expansion der Ozeane angeführt. Der Beitrag des grönländischen Massenverlustes zum Gesamtbetrag des Meeresspiegelanstiegs liegt somit bei 23 %.

Ein Vergleich des Ergebnisses mit einer GRACE-basierten Lösung der linearen Massenänderung des gleichen Zeitraums zeigt eine gute bis sehr gute Übereinstimmung sowohl für den gesamten Eisschild als auch für die sechs bedeutendsten Einzugsgebiete. Eine Validierung mit anderen ICESat-basierten Schätzungen ergab hingegen ein deutlich differenzierteres Bild. Die einzelnen Lösungen (Tabelle 5.3) der nur auf ICESat-Daten basierenden Ergebnisse variieren in einem Bereich zwischen  $-139 \text{ Gt a}^{-1}$  und  $-276 \text{ Gt a}^{-1}$ . Diese Variation von  $137 \text{ Gt a}^{-1}$  entspricht 98 % bzw. 49 % der Bandbreite und zeigt, dass die Massenbilanzbestimmung unter der Verwendung der altimetrischen Methode noch

weiterer Untersuchungen bedarf. Die Differenzen der Lösungen begründen sich im Wesentlichen auf folgende Unterschiede in der Prozessierung:

- Die ICESat-Altimeterdaten sind durch Offsets beeinflusst. Diesbezügliche Untersuchungen waren bereits Gegenstand verschiedener Publikationen (siehe Kapitel 4.3.2). Die Ergebnisse weichen jedoch zum Teil stark voneinander ab. Fehlerhaft bestimmte Offsets beeinflussen die Massenbilanzbestimmung in den höher gelegenen Akkumulationsgebieten. Dort treten Höhenraten von wenigen Zentimetern im Jahr auf. Die Verwendung von fehlerhaften Offsets kann sogar das Vorzeichen der Raten ändern und damit das gesamte Ergebnis der Massenbilanzbestimmung beeinflussen. Alle in der Tabelle 5.3 aufgeführten Ergebnisse tragen den Offsets der ICESat-Laseraltimeterdaten in unterschiedlicher Art und Weise Rechnung. Dies ist ein wesentlicher Grund für die große Variation der Ergebnisse.
- Die Ergebnisse unterscheiden sich insbesondere in der Dichteannahme, welche für die Volumen-Massen-Umrechnung im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Eisschildes verwendet wird. Die Gesamtbilanz wird von dem dynamischen Eismassenverlust in den Ablationsgebieten dominiert. Eine zu hoch angenommene Dichte in Verbindung mit positiven Höhenraten in den Akkumulationsgebieten führt somit tendenziell zu einer Unterschätzung des gesamten Massenverlustes. Zu niedrige Dichteannahmen führen zu einer Unterschätzung.
- Die Ergebnisse basieren auf Altimeterdaten unterschiedlicher Zeiträume. In allen Gebieten Grönlands treten immer wieder Akkumulationsereignisse auf. Im Gegenzug dazu gab es aber auch Jahre, in denen höhere Temperaturen während der Sommermonate zu einem verstärkten Schmelzen des Eisschildes führen. Diese Anomalien beeinflussen – je nach analysiertem Zeitraum – auch den zu bestimmenden linearen Höhentrend. Werden unterschiedliche Zeiträume untersucht, ergeben sich hierdurch auch leicht verschiedene Trends.

Ungeachtet der Differenzen weisen die Untersuchungen der letzten zwei Jahrzehnte eindeutig darauf hin, dass sich der jährliche Massenverlust des Eisschildes mehr und mehr verstärkt hat. Ob sich dies in den nächsten Jahren und Jahrzehnten weiter fortsetzt, kann nur ein kontinuierliches Monitoring klären. Künftige Altimetermissionen, wie z. B. die ICESat-2-Mission<sup>20</sup>, stellen hierfür ein unerlässliches Werkzeug dar. Schließlich kann eine kombinierte Analyse bereits vorhandener laser- und radarbasierter Altimeterdaten unter Beachtung der jeweiligen physikalischen Eigenschaften den Beobachtungszeitraum erweitern und somit stabilere Ergebnisse hinsichtlich der Höhenraten liefern.

---

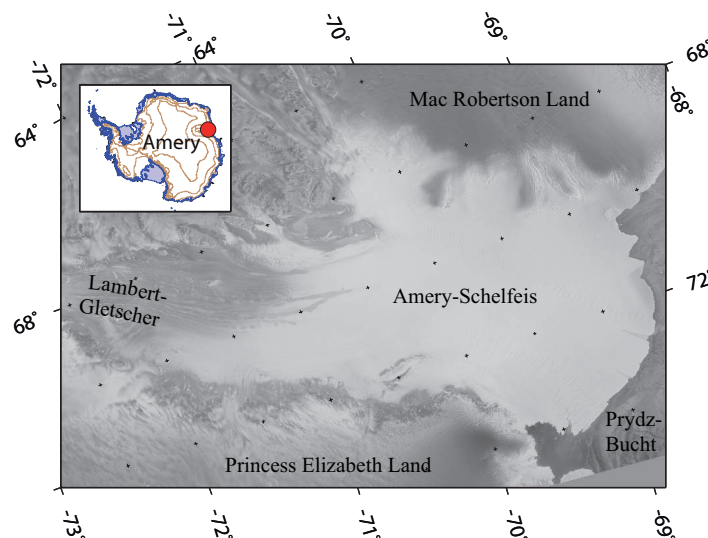
<sup>20</sup>ICESat-2 stellt die 2. Generation eines erdgebundenen Laseraltimetersatelliten dar. Diese Mission wird wesentliche Eigenschaften der Vorgängermission übernehmen (z.B. Orbit, Laserfrequenzen). Darüber hinaus wird ICESat-2 aber auch über eine Reihe von Innovationen verfügen. Das Instrument wird in der Lage sein, fächerförmige Altimetermessungen durchzuführen, um so die Topographie quer zur Flugrichtung direkt bestimmen zu können. Der Missionsstart ist für Anfang 2016 geplant.

## 6 Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten am Beispiel des Amery-Schelfeises

Als Schelfeise werden große Eisformationen bezeichnet, welche auf dem Meer schwimmen und mit einem Eisschild fest verbunden sind. Sie werden von dem Schild durch einen kontinuierlichen Eismassenfluss über die Aufsetzlinie gespeist. Ein Abschmelzen der Schelfeise führt zunächst nicht zu einem Meeresspiegelanstieg. Dennoch bilden sie mit einer Gesamtfläche von 1,5 Mio. km<sup>2</sup> [Greve und Blatter 2009] eine wichtige Komponente des glaziologischen Regimes der Antarktis. Schelfeise gelten als Bindeglied zwischen dem Festlandeis, dem Ozean und der Atmosphäre. Sie stellen sehr klimasensible Gebilde [Shepherd u. a. 2003] dar und können praktisch als Frühwarnsystem für Klimaveränderungen in der Antarktis angesehen werden. Jüngste Untersuchungen haben gezeigt, dass sie den Antarktischen Eisschild stützen und somit auch einen wesentlichen Beitrag zur Stabilität der Eisströme und des Eisschilds selbst leisten [De Angelis und Skvarca 2003, Scambos u. a. 2004]. Für viele Untersuchungen sind Fließgeschwindigkeitsinformationen der Schelfe notwendig. In dem folgenden Kapitel soll nun gezeigt werden, dass die hoch aufgelösten ICESat-Höhenprofile über die klassischen Anwendungen der Satellitenaltimetrie hinaus über das Potential verfügen, Fließgeschwindigkeiten der Schelfeise abzuleiten. Vergleichbare Studien [Marsh und Rack 2012, Lee u. a. 2012] wiesen dies bereits am Beispiel größerer Schelfeise nach. Eine Anwendung dieser Methoden auf das Amery-Schelfeis schlug jedoch fehl.

### 6.1 Das Amery-Schelfeis

Das Amery-Schelfeis ist mit 62.600 km<sup>2</sup> das drittgrößte Schelfeis der Antarktis [Scambos u. a. 2007]. Es liegt in der Ostantarktis zwischen 68,5° und 73,0° südlicher Breite sowie zwischen 68° und 74° östlicher Länge und überdeckt dabei weite Teile der Prydz-Bucht (siehe Abbildung 6.1).



**Abbildung 6.1:** Radaramplitudenbild [Jezek und product team 2002] des die Prydz-Bucht überspannenden Amery-Schelfeises. Das Schelf wird im Wesentlichen durch den im Süden gelegenen Lambert-Gletscher mit Eis versorgt. Im Westen wird das Amery-Schelfeis durch das *MacRobertson Land* begrenzt. Im Osten schließt sich das *Princess Elizabeth Land* an. Die Übersichtskarte zeigt die Lage des Amery-Schelfeises in der Antarktis.

Die Längsausdehnung in Nord-Süd-Richtung beträgt etwa 400 km. Durch die sich nach Norden hin öffnende Bucht erreicht das Schelf an seiner Front eine Breite von etwa 175 km. Westlich des Schelfeises befindet sich das *Mac Robertson Land*. Im Osten schließt sich das *Princess Elizabeth Land* an. Das Amery-Schelfeis ist dem Lambert-Gletscher vorgelagert. Dieser ist mit einer Länge von 420 km und einer Breite von bis zu 130 km der größte Gletscher der Erde. Sein Einzugsgebiet umfasst rund 10 % der Fläche des gesamten Antarktischen Eisschildes.

Entdeckt wurde das Amery-Schelfeis im Jahre 1931 während der *British Australian New Zealand Antarctic Research Expedition* (BANZARE) unter Leitung des australischen Geologen und Antarktisforschers Douglas Mawson (\* 5.05.1882 – † 14.10.1958). Die Namensgebung des Schelfeises erfolgte nach William B. Amery, einem britischen Diplomaten, welcher in den Jahren von 1925 bis 1928 das britische Königreich in Australien vertrat. Seit der Entdeckung steht das Schelfeis im Fokus verschiedenster wissenschaftlicher Disziplinen. Erste wissenschaftliche Aktivitäten fanden bereits in den 1960er Jahren des vergangenen Jahrhunderts statt [Young und Hyland 2002]. Diese erfolgten unter der Schirmherrschaft der *Australien National Antarctic Research Expedition* (ANARE). Im Rahmen mehrerer Expeditionen wurden auf dem Schelfeis Eiskerne bis in Tiefen von 310 m gebohrt. Budd [1966] beobachtete in den darauf folgenden Jahren eine Reihe von Traversen mittels klassischer Triangulation. In Verbindung mit Wiederholungsmessungen während der australischen Sommersaison 1969/70 konnten so erstmals Fließgeschwindigkeiten und Akkumulationsraten für den zentralen Teil des Amery-Schelfeises bestimmt werden. King u. a. [2007] reanalysierten schließlich alle verfügbaren Daten und untersuchten Änderungen in der Fließdynamik über einen Zeitraum von 1966 bis 1999.

## 6.2 Methodik

Schelfeise gelten im Allgemeinen hinsichtlich ihrer Oberflächenbeschaffenheit als sehr flach und glatt. Dies gilt insbesondere für Wellenlängen  $> 20$  km. Für kürzere Wellenlängen ist diese Annahme jedoch nicht zutreffend. Insbesondere in Bereichen mittlerer (5 bis 10 km), aber auch kurzer Wellenlängen ( $< 4$  km) sind durchaus ausgeprägte Topographiemerkmale vorhanden. Anders als bei der Eisoberflächentopographie über dem Festland sind diese Merkmale nicht stationär. Sie bewegen sich vielmehr mit der Geschwindigkeit des Schelfeises und wandern so über die Zeit von der Aufsetzlinie in Richtung zur Schelfeisfront. Die Fließgeschwindigkeit des Schelfeises steigt mit zunehmender Nähe zur Front an. Dies führt zu internen Spannungen im Eis, welche folglich Deformationen hervorrufen. Das Fließverhalten des Eises sowie eine fortwährende Oberflächenerosion bedingen eine stetige zeitliche Veränderung der Topographie. Budd [1970] zeigte, dass die Topographiemerkmale der kurzen und mittleren Wellenlängen über Entfernungen des 10- bis 20fachen der Eisdicke verschwinden beziehungsweise sich so stark verändern, dass sie über keine signifikante Korrelation mit ihrer zeitlich früheren Ausprägung verfügen. Aus diesem Grund ist es auch nicht möglich, markante Topographiemerkmale von der Aufsetzlinie bis zur Schelfeisfront zu verfolgen.

Die ICESat-Laseraltimeterdaten eröffnen auch hinsichtlich der zeitlichen Verfolgung von Topographiemerkmalen neue Möglichkeiten. Dies wird vor allem durch zwei zentrale Eigenschaften der Satellitenmission ermöglicht. Im Vergleich zu früheren Radaraltimetermissionen sind die

ICESat-Altimeterprofile entlang der Flugrichtung sehr hoch aufgelöst (172 m) [Zwally u. a. 2002]. Hinzu kommt, dass die Höhenprofile der wiederholten Überflüge sehr genau auf die nominale Subsatellitenspur referenziert werden konnten. Hierdurch treten nur geringe Querabstände zwischen den Spuren auf (siehe Kapitel 5.1). Aus der ermittelten metrischen Topographieverschiebung und den beiden Zeitpunkten der Satellitenüberflüge kann schließlich die Geschwindigkeit abgeleitet werden. Im Folgenden wird diese Geschwindigkeit, mit der sich die Topographie bewegt, mit der Fließgeschwindigkeit des Schelfeises gleichgesetzt. Es sei an dieser Stelle bereits angemerkt, dass der nachfolgend beschriebene Ansatz nur dann zuverlässige Ergebnisse liefert, wenn das Azimut der zu analysierenden ICESat-Referenzspur mit der lokalen Fließrichtung des Eises koinzidiert beziehungsweise wenn beide Richtungen nur geringfügig voneinander divergieren.

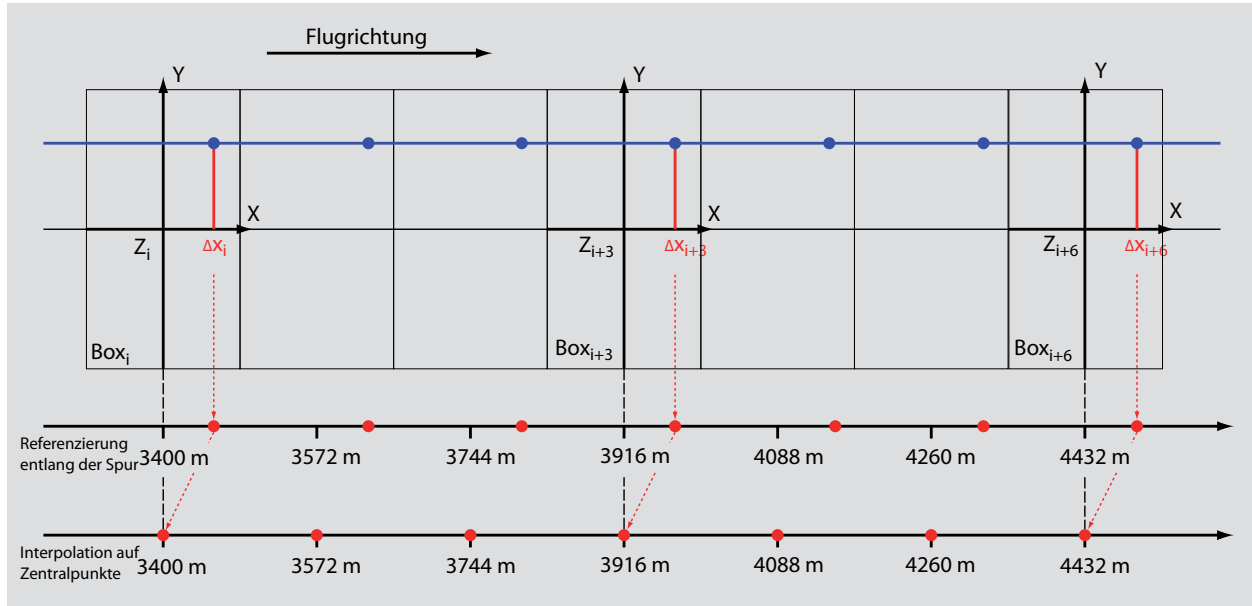
### 6.2.1 Ermittlung der Topographieverschiebung und Ableitung der Fließgeschwindigkeit des Eises

Die Ermittlung der metrischen Verschiebung eines topographischen Merkmals zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten (Satellitenüberflügen) erfolgt auf Basis einer Kreuzkorrelation zweier zeitlich versetzt aufgezeichneter Höhenprofile. Wie im Abschnitt 5.1.1 bereits erläutert, befinden sich die korrespondierenden Höhenmessungen der verschiedenen Altimeterprofile nicht an exakt gleicher Stelle entlang des Referenzprofils. Um eine Kreuzkorrelation durchführen zu können, müssen zunächst die einzelnen Altimeterhöhen auf die Zentralpunkte ( $Z_i$ ) der Boxen referenziert werden. Die Abbildung 6.2 illustriert exemplarisch für ein Höhenprofil den im Folgenden beschriebenen Referenzierungsansatz. Die Grundlage hierfür bilden ebenfalls die lokalen kartesischen Koordinaten der Altimetermessungen  $\mathbf{P}_{XYZ}^{lokal}$ , welche in den rechtwinklig kartesischen Horizontsystemen der Zentralpunkte vorliegen (siehe Abschnitt 5.1.2). Anhand der bekannten metrischen Abstände zwischen den einzelnen Zentralpunkten ( $Z_i$ ) sowie der X-Komponente der Altimetermessungen können die Altimetermessungen zunächst entlang der Spur absolut referenziert werden. Daran anschließend kann das Höhenprofil direkt auf die Zentralpunkte interpoliert werden (siehe Abbildung 6.2). Dieser Arbeitsschritt erfolgt zunächst für alle in die Untersuchung eingehenden Höhenprofile. Schließlich liegen alle Profile mit gleicher Referenzierung vor.

Im folgenden Schritt werden alle diese Höhenprofile auf eine höhere Auflösung ( $ds = 10$  m) interpoliert. Hierdurch werden kürzere Schrittweiten in der sich anschließenden Kreuzkorrelation ermöglicht. Diese wird für Profilaare durchgeführt, wobei das zeitlich später gemessene Höhenprofil das Master-Profil bildet, während das früher gemessene das sogenannte Slave-Profil repräsentiert. Die Korrelationsanalyse erfolgt für Fenster von 10 km Länge entlang der Wiederholspur. Ihr Ansatz lautet:

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^N \tilde{h}_1(i + \tau) \cdot \tilde{h}_2(i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N \tilde{h}_1^2(i + \tau) \cdot \sum_{i=1}^N \tilde{h}_2^2(i)}}, \quad (6.1)$$

wobei  $R(\tau)$  die Kreuzkorrelationsfunktion,  $\tilde{h}_1$  und  $\tilde{h}_2$  das Slave- bzw. Masterprofil bezeichnet. Die Variable  $N$  repräsentiert die Gesamtanzahl der Höheninformationen im Korrelationsfenster und  $\tau$  den Verschiebungsbetrag. Im Ergebnis erhält man den Korrelationswert  $R$  als Funktion des Verschiebungsbetrags  $\tau$  zwischen beiden Höhenprofilen. Die Abbildungen 6.3a und b zeigen



**Abbildung 6.2:** Illustration der Referenzierung eines Höhenprofils auf die Zentralpunkte der Boxen entlang der Wiederholspur. Diese ist hier aus Gründen der Übersichtlichkeit exemplarisch nur für jede dritte Box dargestellt.

exemplarisch eine solche Kreuzkorrelationsfunktion. Nun gilt es, das Maximum dieser Funktion zu ermitteln. Zusammen mit dem korrespondierenden Verschiebungsbetrag  $\tau_i$  kann die zwischen den beiden Aufnahmezeitpunkten der Höhenprofile zurückgelegte Distanz der Topographie berechnet werden. Um diese genauer bestimmen zu können und eine Angabe der Unsicherheit zu ermöglichen, wird an das zuvor ermittelte Maximum eine quadratische Polynomfunktion angepasst (siehe Abbildung 6.3b). Diese Funktion besitzt die folgende Form:

$$R(\tau) = a_1\tau^2 + a_2\tau + a_3 \quad . \quad (6.2)$$

In dieser Gleichung beschreiben  $a_1$ ,  $a_2$  und  $a_3$  die Koeffizienten der anzupassenden Funktion, welche durch eine Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelt werden (siehe Abschnitt 2.4). Hierfür werden die dem Maximum am nächsten gelegenen 20 Korrelationswerte verwendet. Auf Basis der Koeffizienten können schließlich der Koordinaten des Scheitelpunkts

$$S\left(\frac{-a_2}{2a_1} \quad ; \quad \frac{4a_1a_3 - a_2^2}{4a_1}\right) \quad (6.3)$$

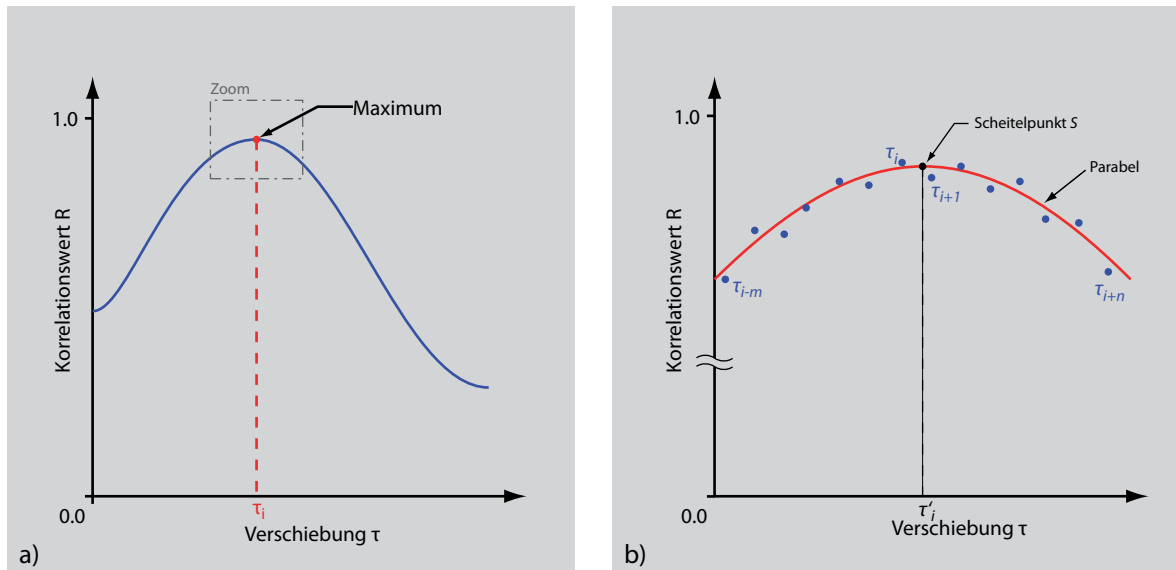
der quadratischen Polynomfunktion ermittelt werden. Zusammen mit der Auflösung der Profile ( $ds = 10\text{ m}$ ) sowie der X-Koordinate des Scheitelpunkts kann der mittlere metrische Verschiebungsbetrag der Topographiemerkmale innerhalb des Korrelationsfensters wie folgt berechnet werden:

$$s_{12} = \frac{-a_2}{2a_1} ds \quad . \quad (6.4)$$

Schließlich ist es möglich, die Geschwindigkeit  $v_{12}$  abzuleiten

$$v_{12} = \frac{s_{12}}{t_2 - t_1} \quad , \quad (6.5)$$

wobei  $t_1$  und  $t_2$  die Aufnahmezeitpunkte der beiden Höhenprofile bezeichnen. Auf Basis der im Rahmen der Ausgleichung erhaltenen formalen Unsicherheiten für die Polynomkoeffizienten



**Abbildung 6.3:** a) Schematische Darstellung einer Kreuzkorrelationsfunktion (Blau) zweier miteinander korrelierter Höhenprofile. b) Vergrößerter Ausschnitt um das Korrelationsmaximum. Die blauen Punkte kennzeichnen die diskreten Korrelationswerte. Die rote Kurve stellt das quadratische Polynom (Parabel) dar, welches nach der Methode der kleinsten Quadrate an die um den Extrempunkt gelegenen Korrelationswerte angepasst wird.

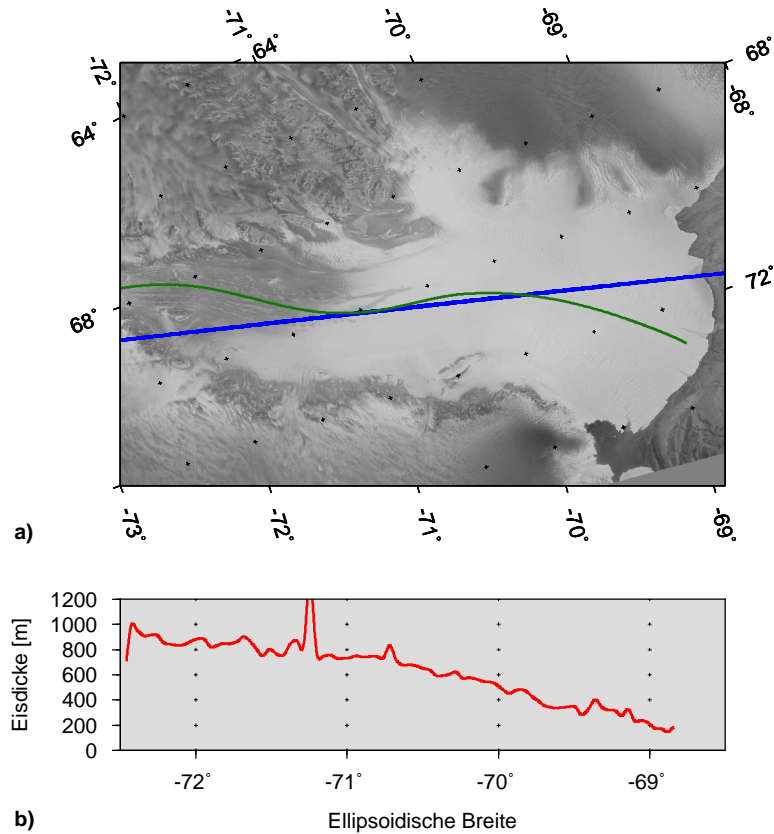
lassen sich letztendlich durch Fehlerfortpflanzung auch formale Unsicherheiten für die ermittelten Fließgeschwindigkeiten ableiten (siehe Abschnitt 2.4).

### 6.3 Ergebnisse

Die nachfolgend präsentierten Ergebnisse basieren auf dem im Abschnitt 3.2 vorgestellten ICESat-Laseraltimeterdatensatz, welcher ebenfalls einer Voranalyse unterzogen wurde (siehe Abschnitt 3.4). Hierdurch konnten alle Altimetermessungen, die mit einer größeren Unsicherheit behaftet sind oder über grob fehlerhafte Höhen verfügen, im Vorfeld der Untersuchung ausgeschlossen werden.

Die Untersuchung erfolgte für die ICESat-Referenzspur 49 (91-Tage-Wiederholorbit). Die Abbildung 6.4a zeigt ihre Lage (Blau) über dem Schelfeis. Weiterhin wird der Verlauf der zentralen Fließlinie (grün) dargestellt. Es ist zu erkennen, dass insbesondere im Bereich zwischen  $71,5^\circ$  und  $70,0^\circ$  südlicher Breite das Azimut der Referenzspur und der Fließlinie nahezu koinzidieren. Für diesen Abschnitt ergeben sich optimale Bedingungen für die Ableitung von Fließgeschwindigkeiten des Schelfeises aus der Kreuzkorrelation von Höhenprofilen verschiedener Aufnahmezeitpunkte. Die Referenzspur verfügt über insgesamt 15 zeitlich versetzt aufgezeichnete Höhenprofile. Bedingt durch die küstennahe Lage wird das Amery-Schelfeis häufig von dichten Wolken bedeckt. Hierdurch besitzen viele der Altimeterprofile größere Datenlücken und sind aus diesem Grund für eine Korrelationsuntersuchung nicht verwendbar. Lediglich sieben von ihnen haben keine oder nur sehr kleine Datenlücken. Die Tabelle 6.1 zeigt eine Übersicht ihrer Aufnahmezeitpunkte.

Die Ableitung der Fließgeschwindigkeit beruht auf der paarweisen Kreuzkorrelationsanalyse zweier Höhenprofile. Die Ergebnisse mehrerer Analysen kombinierte man anschließend zu einer Lösung.



**Abbildung 6.4:** a) Lage der ICESat-Referenzspur Nr. 49 (blau) und der zentralen Fließlinie (grün) des Amery-Schelfeises. b) Eisdicken des Amery-Schelfeises auf Basis des BEDMAP-Eisdickenmodells [Lythe u. a. 2001].

Auf diese Weise wurden insgesamt zwei Lösungen generiert. Die erste, im Folgenden als Lösung L1 bezeichnet, basiert auf der Untersuchung von insgesamt vier Höhenprofilen. Diese wurden jeweils in den Monaten Februar und März des Zeitraums von 2004 bis 2007 gemessen (siehe Tabelle 6.1). Sie fallen damit allesamt in die Sommersaison der Südhalbkugel. Hierdurch können saisonal bedingte Änderungen der Topographiemerkmale vermieden werden, wie sie zum Beispiel zwischen der Sommer- und der Wintersaison auftreten können. Für die zweite Lösung (L2) wurden insgesamt fünf Höhenprofile verwendet. Im Gegensatz zu L1 wurden diese Profile in aufeinander folgenden Laserarbeitszeiträumen und somit unter verschiedenen saisonalen Bedingungen gemessen. Der zeitliche Abstand zwischen ihnen ist aber wesentlich kürzer.

### 6.3.1 Kreuzkorrelation der Höhenprofile

Die Abbildung 6.4b zeigt das Eisdickenprofil auf Basis des RAMP-Modells [Lythe u. a. 2001] entlang der Referenzspur 49. Die Eisdicke variiert zwischen 900 m nahe der Aufsetzlinie [Fricker u. a. 2002] und etwa 200 m an der Schelfeisfront. In Anlehnung an die bereits angesprochenen Erkenntnisse von Budd [1970] sollten die Topographiemerkmale des Amery-Schelfeises über Distanzen von 2 km bis 9 km (dem 10fachen der Eisdicke) erhalten bleiben. Die Abbildung 6.5a zeigt exemplarisch ein Höhenprofil als Funktion der ellipsoidischen Breite. Korrespondierend hierzu stellt die Abbildung 6.5c die Halbwertsbreiten entlang der Referenzspur dar. Sie beruhen auf den Autokorrelationsfunktionen eines Höhenprofils für ein 10-km-Fenster entlang der Spur. Die



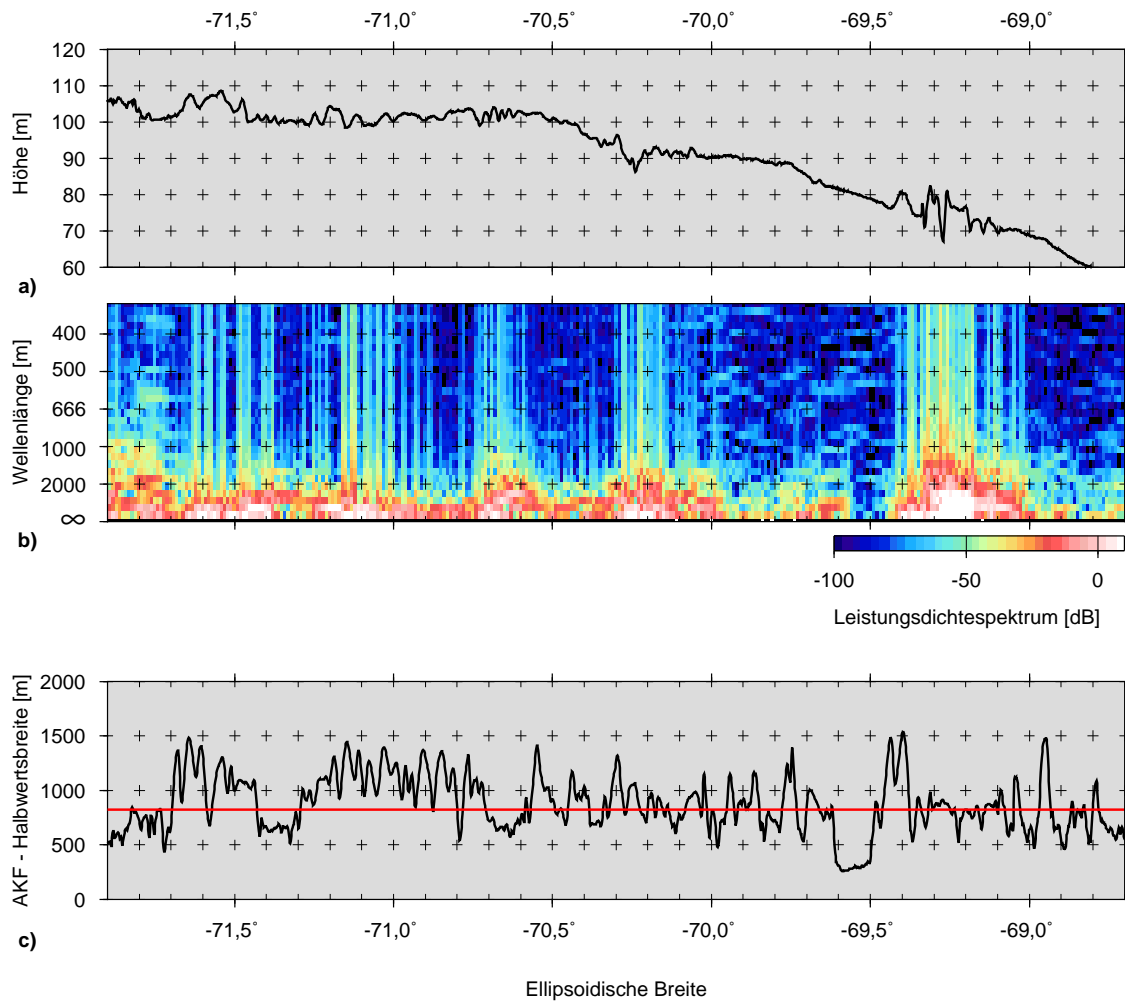
**Tabelle 6.1:** Zusammenstellung der für die Ableitung von Eisfließgeschwindigkeiten verwendeten ICESat-Wiederholspurprofile. Die Spalten 3 und 4 kennzeichnen, welche der Profile für die Generierung der einzelnen Lösungen (L1 und L2) verwendet wurden.

Laser-Arbeitsperiode	Datum der Messung	L1	L2
2B	25.02.2004	x	
3B	27.02.2005	x	
3D	30.10.2005		x
3E	02.03.2006	x	x
3F	01.06.2006		x
3G	02.11.2006		x
3H	20.03.2007	x	x

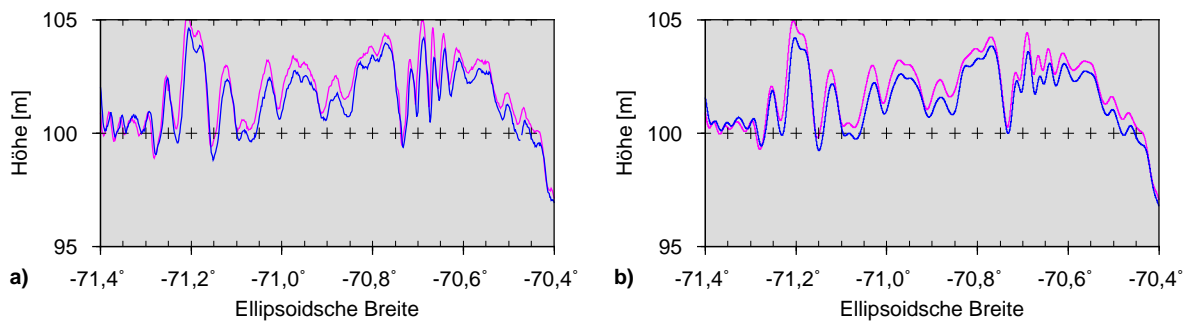
Halbwertsbreite variiert in einem Bereich zwischen 500 m und 1.500 m. Ihr Mittelwert beträgt 823,53 m. Im Folgenden wird angenommen, dass die mittlere Länge der Topographiemerkmale (1.500 m) dem Zweifachen der Halbwertsbreite entspricht. Hieraus ergibt sich, dass die größten Topographiemerkmale in Fließrichtung des Eises im Mittel 3 km lang sind. Im Hinblick auf diese mittlere Länge, ihre Bewegung über die Zeit sowie ihre zeitliche Existenz wurde eine Fensterlänge von 10 km festgelegt, für welche die Kreuzkorrelation entlang der Referenzspur erfolgte.

Die Topographie der Eisoberfläche unterliegt zudem auch kurzzeitigen Variationen. Diese können zum einen durch plötzlich auftretenden starken Schneefall, über durch Winde hervorgerufene Schneeeverlagerungen, aber auch infolge des Schmelzens der Eisoberfläche während der Sommermonate verursacht werden. Aus diesem Grund wurde die Korrelationsanalyse nur für zeitlich aufeinander folgende Höhenprofile und nicht für alle Kombinationen durchgeführt. Um den Einfluss der kurzzeitigen Variation der Eisoberfläche weiter zu reduzieren, wurden die originalen Höhenprofile zusätzlich gefiltert. Hierfür fand ein Gauß-Filter mit einer Filterlänge von 900 m Anwendung. Gleichzeitig wird hierdurch das Messrauschen des Altimeters verringert. Die Abbildungen 6.6a und b zeigen zwei Höhenprofile jeweils vor und nach ihrer Filterung. Die ungefilterten Profile besitzen auf den kürzeren Wellenlängen ( $< 4$  km) deutliche Unterschiede. In dem gefilterten Profil sind diese Unterschiede deutlich kleiner. Die Filterung führt zu einer höheren Korrelation.

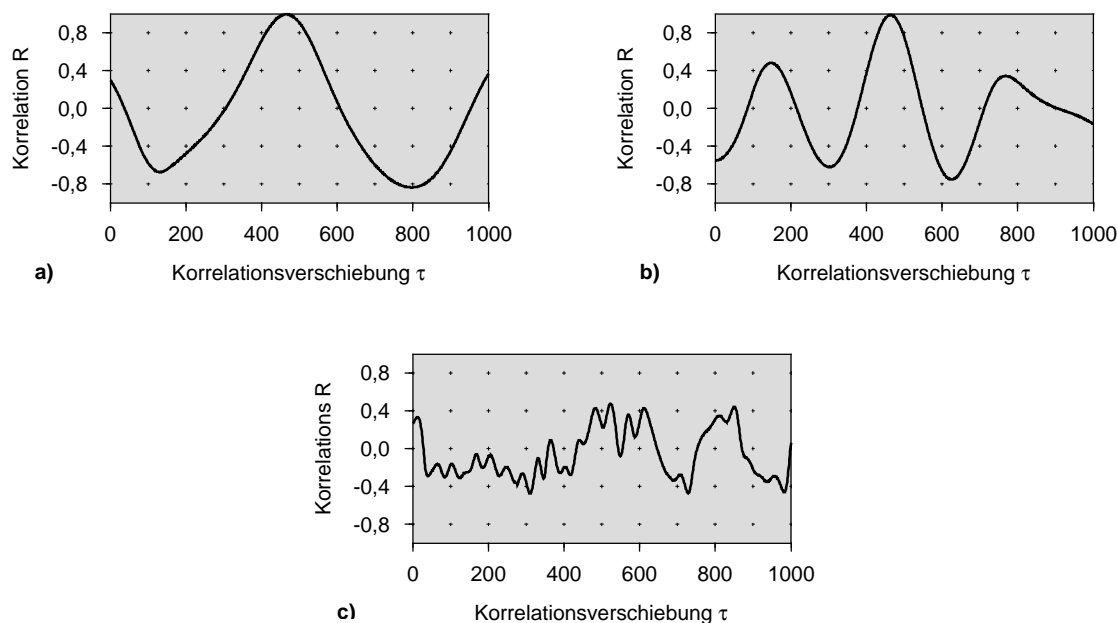
Die erhaltenen Kreuzkorrelationsfunktionen lassen sich in drei Klassen aufteilen. Zunächst gibt es eine Reihe von Funktionen entlang der Referenzspur, welche über ein einziges Maximum verfügen. Gefolgt werden diese von Funktionen, welche mehrere Maxima besitzen, von denen sich jedoch eines signifikant abhebt. Die relativen Nebenmaxima verfügen über einen deutlich kleineren Korrelationswert ( $< 0.8$ ). Die Abbildungen 6.6a und b zeigen jeweils einen Stellvertreter dieser beiden Klassen. Diese sind insbesondere im Bereich zwischen  $71,7^\circ$  und  $70,0^\circ$  südlicher Breite anzutreffen. Die Abbildung 6.5b zeigt das Leistungsdichtespektrum der Eisoberflächentopographie für 10-km-Fenster entlang der Referenzspur 49. In dem eben beschriebenen Abschnitt verzeichnet die Topographie auch signifikante Energieanteile auf den kürzeren Wellenlängen. Zwischen  $70,0^\circ$  und  $69,5^\circ$  südlicher Breite sowie nördlich von  $69,1^\circ$  südlicher Breite konzentriert sich die Energie hingegen



**Abbildung 6.5:** a) Höhenprofil der Referenzspur 49 als Funktion der ellipsoidischen Breite. Leistungsdichtespektrum (b) und Halbwertsbreite (c) der Autokorrelationsfunktion (AKF) für jeweils 10-km-Fenster entlang des Höhenprofils.



**Abbildung 6.6:** Höhenprofile zweier verschiedener Überflüge vor (a) und nach der Gauß-Filterung (b). Durch die Filterung wird der Einfluss der kurzzeitigen Variation der Eisoberfläche weiter reduziert. Gleichzeitig wird hierdurch das Messrauschen des Altimeters verringert.



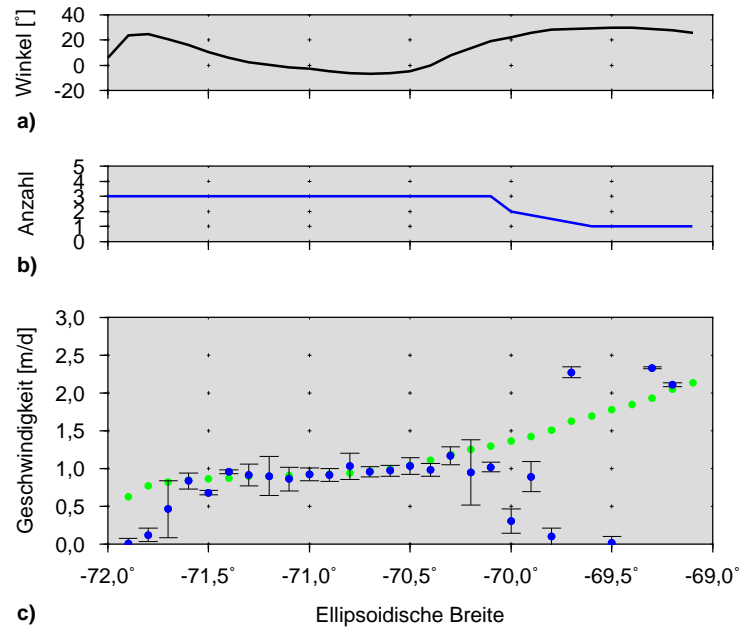
**Abbildung 6.7:** Typische Vertreter verschiedener Klassen von Korrelationsfunktionen. Die einzelnen Klassen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Anzahl der auftretenden Maxima sowie deren Korrelationswerte. Während einige Korrelationsfunktionen (a, b) ein sich deutlich abhebendes (absolutes) Maximum besitzen, verfügen andere Funktionen über verschiedene Maxima mit nahezu gleich hohen Korrelationswerten.

auf den Wellenlängen, die größer als 2.000 m sind. Die Eisoberfläche ist in diesem Bereich äußerst glatt (vgl. Abbildung 6.5a). Die Korrelationsfunktionen dieses Abschnitts verfügen über mehrere Maxima, welche sich in ihrem Wert kaum unterscheiden lassen. In diesem Fall ist die Ableitung einer Fließgeschwindigkeit durch das Fehlen eines eindeutigen absoluten Maximums schwer möglich (siehe Abbildung 6.7c).

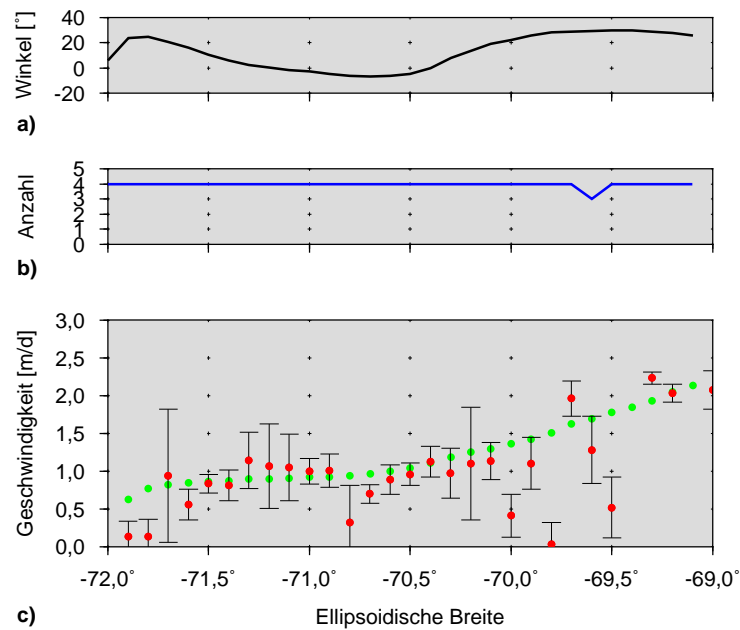
### 6.3.2 Fließgeschwindigkeiten

Die Abbildungen 6.8c und 6.9c zeigen die Ergebnisse der Lösungen L1 und L2. Die blauen bzw. roten Punkte kennzeichnen die ermittelten Fließgeschwindigkeiten. Die schwarzen Fehlerbalken stellen die im Zuge der Fehlerfortpflanzung erhaltenen Unsicherheiten ( $3\sigma$ ) dar. Die Abbildungen 6.8b und 6.9b zeigen grafisch, wie viele paarweise Korrelationsuntersuchungen in die entsprechenden Lösungen (L1/L2) eingingen.

Die Ergebnisse beider Lösungen besitzen eine gute Übereinstimmung im Bereich zwischen  $71,7^\circ$  und  $70,1^\circ$  südlicher Breite. Die ermittelten Geschwindigkeiten der Lösung L2 weisen eine stärkere Variation auf. Sie sind auch mit größeren Unsicherheiten behaftet. Eine mögliche Ursache hierfür bildet der Umstand, dass die Höhenprofile in verschiedenen Jahreszeiten gemessen wurden. Bei der Lösung L1 ist dies nicht der Fall. Ihre Geschwindigkeiten verfügen über wesentlich kleinere Unsicherheiten, obwohl die zeitlichen Abstände zwischen den Messungen größer sind. Die Geschwindigkeit steigt relativ konstant von  $0,83 \pm 0,09 \text{ m d}^{-1}$  ( $71,6^\circ$  südliche Breite) auf  $1,02 \pm 0,06 \text{ m d}^{-1}$  ( $70,1^\circ$  südliche Breite). Dies ist genau der Abschnitt, in dem das Azimut der ICESat-Spur mit dem der Fließlinie nahezu koinzidiert (siehe Abbildung 6.4). Um dies besser zu veranschaulichen, zeigen die Abbildungen 6.8a und 6.9a den Winkel zwischen der ICESat-Spur und der lokalen Fließrichtung des Eises.



**Abbildung 6.8:** a) Winkel zwischen dem Azimut der ICESat-Referenzspur 49 und der lokalen Fließrichtung des Eises. b) Anzahl der auf Basis der Kreuzkorrelation bestimmten Fließgeschwindigkeiten, welche für die kombinierte Lösung L1 verwendet wurden. c) ICESat-basierte Fließgeschwindigkeiten (blaue Punkte) der Lösung L1. Die Fehlerbalken kennzeichnen die formalen Unsicherheiten. Die SAR-basierten Fließgeschwindigkeiten sind in Grün dargestellt [Young und Hyland 2002].



**Abbildung 6.9:** Wie Abbildung 6.8. Die ICESat-basierten Fließgeschwindigkeiten der Lösung L2 werden jedoch durch rote Punkte gekennzeichnet.

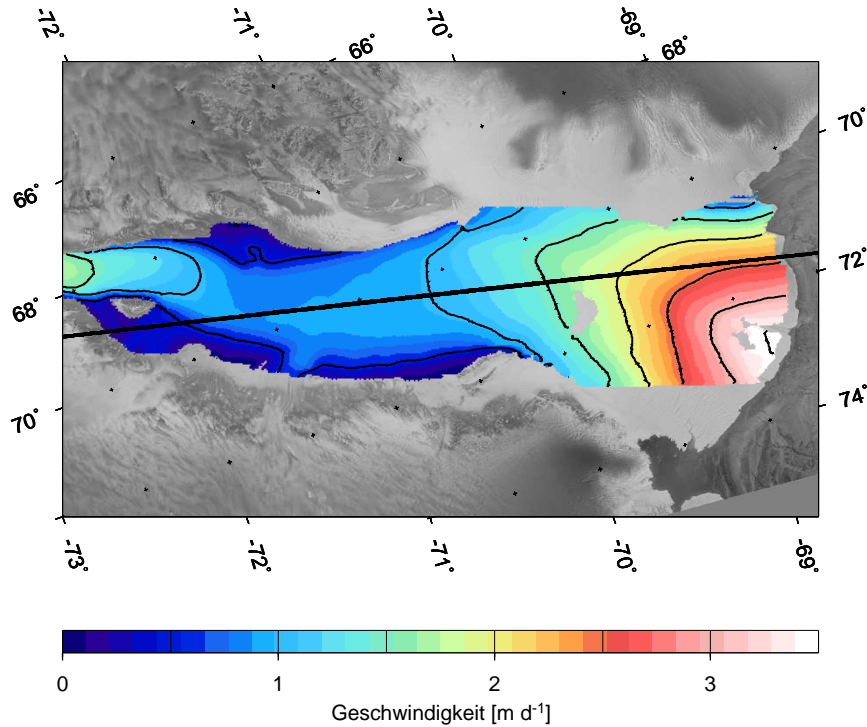
Nördlich von  $70,1^\circ$  südlicher Breite treten in beiden Lösungen sehr große Variationen auf (zwischen  $0,01 \pm 0,09 \text{ m d}^{-1}$  und  $2,33 \pm 0,03 \text{ m d}^{-1}$  für L1, zwischen  $0,03 \pm 0,27 \text{ m d}^{-1}$  und  $2,23 \pm 0,09 \text{ m d}^{-1}$  für L2). Die Geschwindigkeit steigt hier nicht mehr kontinuierlich an, wie im Allgemeinen mit zunehmender Nähe zur Schelfeisfront zu erwarten ist. Die Abbildungen 6.9a und 6.9b zeigen, dass in diesem Bereich die Fließrichtung des Eises immer stärker von dem Azimut der Referenzspur abweicht. Der hier vorgestellte Ansatz kann allerdings nur die Geschwindigkeitskomponente in Richtung der ICESat-Referenzspur detektieren. Mit zunehmender Divergenz zur Fließrichtung werden immer fehlerhaftere Geschwindigkeiten abgeleitet. Ein Ausschluss von möglicherweise fehlerhaften Geschwindigkeiten auf Basis der formal bestimmten Unsicherheiten ist allerdings nicht möglich. Diese basieren auf den Unsicherheiten des Scheitelpunkts der Polynomfunktion, welcher nach der Methode der kleinsten Quadrate an das Maximum der Kreuzkorrelationsfunktion angepasst wird. Dies spiegelt sich auch in den Abbildungen 6.8c und 6.9c wider. Die nördlich von  $70,1^\circ$  südlicher Breite bestimmten Fließgeschwindigkeiten beider Lösungen verfügen über keine signifikant größeren Unsicherheiten.

Ein weiterer Umstand, der hier zum Tragen kommt, bezieht sich auf den verbleibenden seitlichen Abstand zwischen den Höhenprofilen. Fricker u. a. [2000] konnten nachweisen, dass die Topographie eines Schelfeises ein anisotropes Verhalten besitzen. Die Topographiemerkmale orientieren sich im Allgemeinen senkrecht zur Hauptfließrichtung des Eises. Im Spurabschnitt zwischen  $71,5^\circ$  und  $70,5^\circ$  südlicher Breite verlaufen diese fast senkrecht zur ICESat-Spur. In diesem Gebiet hat der Querabstand zwischen den Spuren eine untergeordnete Bedeutung. Hier ist es wichtiger, dass die Ausprägung der Topographie quer zur Referenzspur möglichst gleich bleibt. Nördlich von  $70,1^\circ$  südlicher Breite wirken sich die seitlichen Abstände zwischen den Spuren deutlich stärker aus. In diesem Bereich schneiden die Topographiemerkmale die ICESat-Spur unter einem Winkel zwischen  $70^\circ$  und  $80^\circ$ . Ein Querabstand zwischen den Höhenprofilen führt dann zu einem konstanten metrischen Offset bei der Korrelationsanalyse. Die Geschwindigkeit wird folglich zu groß oder zu klein bestimmt. Dies ist abhängig von der relativen Lage des Master- und des Slave-Profiles zueinander.

### 6.3.3 Validierung

Die Validierung der aus den ICESat-Höhenprofilen ermittelten Fließgeschwindigkeiten erfolgte mit einem von Young und Hyland [2002] veröffentlichten zweidimensionalen Geschwindigkeitsfeld des Amery-Schelfeises. Das Modell basiert auf der Maximum-Kohärenz-Analyse von *Synthetic Aperture Radar* (SAR) Szenen. Die Datengrundlage bildeten Szenen zweier verschiedener Satellitenorbits, welche während der *Antarctic Mapping Mission* (AMM) von RADARSAT-1<sup>21</sup> aufgezeichnet wurden. Für nähere Informationen sei an dieser Stelle auf die Publikation von Young und Hyland [2002] verwiesen. Eine farbkodierte Darstellung des Modells zeigt die Abbildung 6.10. Das Geschwindigkeitsfeld verfügt über eine Genauigkeit von  $\pm 1 \text{ m a}^{-1}$  in Flugrichtung und  $\pm 3 \text{ m a}^{-1}$  quer zur Flugrichtung zuzüglich eines möglichen Offsets von  $\pm 15 \text{ m a}^{-1}$ . Basierend auf diesen

<sup>21</sup>Hierbei handelt es sich um eine kommerzielle, kanadische Satellitenmission. Der Satellit wurde im November 1995 gestartet und fliegt seitdem in einem sonnensynchronen Orbit in 798 km Höhe. Er verfügt über einen schwenkbaren SAR-Sensor, welcher es ermöglicht, Orte auf der Erde alle fünf Tage zu erfassen.



**Abbildung 6.10:** Fließgeschwindigkeiten des Amery-Schelfeises. Das Modell basiert auf der Maximum-Kohärenz-Analyse von *Synthetic Aperture Radar* (SAR) Szenen [Young und Hyland 2002], welche während der *Antarctic Mapping Mission* (AMM) von RADARSAT-1 aufgezeichnet wurden. Die Konturlinien entsprechen einem Geschwindigkeitsintervall von  $0,5 \text{ m d}^{-1}$ . Überlagert wird das Modell von der in Schwarz dargestellten ICESat-Referenzspur 49.

Werten wurde ein mittlerer Gesamtfehler von  $\pm 0,04 \text{ m d}^{-1}$  ( $1\sigma$ ) für das Geschwindigkeitsmodell ermittelt. Für die Validierung wurden die Geschwindigkeitswerte entlang der ICESat-Referenzspur aus dem zweidimensionalen Modell extrahiert. Im Weiteren wurden alle Fließgeschwindigkeiten auf die Richtung der ICESat-Referenzspur projiziert.

In den Abbildungen 6.8a und b ist das auf diesem Wege erhaltene Geschwindigkeitsprofil in Grün dargestellt. Die Lösung L1 zeigt im Bereich zwischen  $71,7^\circ$  und  $70,1^\circ$  südlicher Breite eine sehr gute Übereinstimmung mit den Geschwindigkeiten des Modells. Die auftretenden Geschwindigkeitsdifferenzen sind bis auf wenige Ausnahmen kleiner als  $5 \text{ cm d}^{-1}$ . Die Validierung zeigt somit, dass für diesen Abschnitt der Referenzspur die entwickelte Methodik sehr zuverlässige Ergebnisse liefert, welche zudem über eine durchaus vergleichbare Genauigkeit verfügen. Die Geschwindigkeiten der Lösung L2 weisen hingegen eine größere Variation auf. Die Abweichungen gegenüber dem SAR-basierten Geschwindigkeitsmodell liegen jedoch ebenfalls noch innerhalb ihrer Genauigkeitsbereiche.

Südlich von  $71,7^\circ$  und nördlich von  $70,1^\circ$  südlicher Breite treten deutlich größere Variationen auf. Auch wenn die beiden Lösungen für  $69,2^\circ$  südlicher Breite eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Fließgeschwindigkeitsmodell zeigen, bleibt festzustellen, dass in diesen beiden Bereichen entlang der Spur der vorgestellte Ansatz an seine Grenzen stößt.

## 6.4 Schlussfolgerungen

Die in dem vorangegangenen Abschnitt präsentierten Ergebnisse zeigen, dass die hoch aufgelösten ICESat-Altimeterprofile das Potential verfügen, Fließgeschwindigkeiten der Schelfeise abzuleiten. Ein limitierender Faktor dieses Ansatz besteht darin, dass das Azimut der lokalen Fließrichtung des Eises und das der ICESat-Referenzspur nur geringfügig voneinander abweichen dürfen. Es konnte gezeigt werden, dass mit der Erfüllung dieser Bedingung zuverlässig Geschwindigkeiten ermittelt werden können, deren Genauigkeit durchaus mit denen anderer Verfahren vergleichbar ist. Bis heute werden Eisfließgeschwindigkeiten vor allem aus GPS-Messungen, durch SAR-Interferometrie und durch die Verfolgung von Topographiemerkmalen (*feature tracking*) in optischen Satellitenbildern gewonnen. Dabei liefern vor allem die beiden letzten Verfahren zweidimensionale Geschwindigkeitsfelder [Scambos u.a. 1992]. Aus GPS-Messungen lassen sich in der Regel sehr genaue Geschwindigkeiten ableiten. Diese sind jedoch nur für lokale Messpunkte repräsentativ, welche im Weiteren zugänglich sein müssen. Im Hinblick auf große Schelfeise stellt dies natürlich eine logistische Herausforderung dar, die zudem sehr kostenintensiv ist. Dem steht die SAR-Interferometrie als Fernerkundungsmethode gegenüber. Sie benötigt vor allem eine gute Kohärenz zwischen den zeitversetzten Aufnahmen. Insbesondere bei schnell fließenden Eisströmen führt dies zu Problemen. Nicht zuletzt kann die Kohärenz durch plötzlichen Schneefall innerhalb weniger Tage gänzlich verloren gehen. Weiterhin erzeugen die Ozeangezeiten und die Fließbewegung der Schelfeise in den Interferogrammen ein zusammengesetztes Signal, aus dem die Teilkomponenten nur schwer voneinander separiert werden können.

Im Gegensatz dazu basiert die hier vorgestellte Methodik auf der Oberflächentopographie des Schelfeises, welche über einen wesentlich längeren Zeitraum existent ist. Liegen zum Beispiel für ein Schelfeis lediglich GPS-basierte Fließgeschwindigkeiten punktuell vor, können die ICESat-basierten Fließgeschwindigkeiten zunächst als Vergleich und schließlich der Verdichtung oder Extrapolation dienen. Der vorgestellte Ansatz liefert somit weitere nützliche Informationen, welche zum Verständnis der Fließdynamik antarktischer Schelfeise beitragen. Ausblickend kann festgestellt werden, dass eine simultane Kreuzkorrelation unter Einbeziehung aller zur Verfügung stehenden Altimeterprofile die Möglichkeit bietet, den Einfluss des bisher vernachlässigten Seitenabstands der Höhenprofile auf ein Minimum zu reduzieren.

## 7 Zusammenfassung

Mit der 2003 gestarteten ICESat-Mission begann eine neue Ära in der Satellitenaltimetrie. Sie lieferte deutlich höher aufgelöste Höhenprofile als vorangegangene Radaraltimetermissionen. Dies wurde vor allem durch das vom *Geoscience Laser Altimeter System* (GLAS) verwendete Lasersignal mit einer Wellenlänge von 1.064 nm ermöglicht. Das GLAS vereint in sich eine Reihe von Vorteilen gegenüber den klassischen Radaraltimetersystemen. Die Mission eignete sich hierdurch insbesondere für die Überwachung des Antarktischen und des Grönländischen Eisschildes. Im Rahmen dieser Arbeit bildeten die ICESat-Altimeterdaten die Grundlage für eine Reihe von Anwendungen zur Untersuchung unterschiedlicher glaziologischer Fragestellungen.

Zunächst erfolgte eine Analyse der Altimeterdaten für das Gebiet des Lake Vostok (Ostantarktis). Hierbei bestand das Ziel in einer umfassenden Untersuchung der Altimeterdaten und in der Generierung eines zweidimensionalen Höhenmodells der Eisoberfläche. Das Höhenmodell wurde hinsichtlich seiner relativen und absoluten Genauigkeit analysiert. Eine unabhängige Validierung erfolgte dabei über mittels GPS gemessene punktuelle Höheninformationen [Richter u. a. 2008] sowie über ein von Roemer u. a. [2007] erstelltes, radarbasiertes Höhenmodell. Die Untersuchungen ergaben, dass das Modell im unmittelbaren Seebereich über eine absolute Genauigkeit von 0,3 m verfügt. Außerhalb des Seebereichs beträgt die Genauigkeit hingegen 2,4 m.

Es bildete die Grundlage für eine Reihe von Untersuchungen. Durch eine Hochpassfilterung konnten zwei mit lokalen Änderungen des Fließverhaltens verbundene Oberflächenmerkmale detektiert werden. Entlang der gesamten westlichen Uferlinie befindet sich eine etwa 10 km bis 15 km breite und bis zu 10 m tiefe trogartige Oberflächenvertiefung. Am östlichen Ufer wird hingegen eine Aufwölbung des Eises verzeichnet. Beide Merkmale können mit der sich ändernden basalen Gleitreibung des Eisschildes erklärt werden. Diese ist über dem festen Untergrund wesentlich größer als über dem Wasser des Sees. In Kombination mit Eisdicken- und Geoidinformationen erfolgte schließlich der Nachweis, dass sich das Eis über dem See im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Im Zuge dieser Untersuchung wurde aber auch deutlich, dass an einigen Stellen des Sees das Gleichgewicht verletzt wird. Ursache hierfür sind im See gelegene Felsinseln, auf welchen der Eisschild punktuell gegründet ist. Entlang der Versorgungsstrasse, welche von Mirny zur russischen Forschungsstation Vostok führt, wurde eine negative Gleichgewichtsverletzung detektiert. Diese Trasse wird im Rahmen der Stationsversorgung zweimal jährlich von schweren Zugmaschinen befahren. Diese wiederkehrende Auflast bewirkt eine stärkere Kompaktion der oberen Firnschichten in diesem Bereich.

Im Weiteren wurden die ICESat-Altimeterdaten verwendet, um zeitlich lineare Höhenraten des Grönländischen Eisschildes zu ermitteln. Um alle Altimetermessungen einbeziehen zu können, wurden die Höhenprofile einer Wiederholspuranalyse unterzogen. Zur Minimierung des Einflusses der lokalen Topographie und zur besseren Separation der saisonalen Höhenvariation wurden die korrespondierenden Altimetermessungen entlang der Referenzspuren an ein drei-komponentiges mathematisches Modell durch Ausgleichung bestmöglich angepasst. Für den Eisschild wurde eine mittlere Höhenabnahme von  $-13,0 \pm 0,5 \text{ cm a}^{-1}$  bestimmt. Die größte lokale Abnahme wurde im unmittelbaren Einzugsbereich des Jakobshaven Isbræ detektiert. Hier verliert das Eisschild von Jahr zu Jahr bis zu 5 m an Mächtigkeit. Die an dieser Stelle ungünstige ICESat-Datenlage



lässt zudem vermuten, dass die ermittelte Höhenrate die reale Abnahme des Eisschildes eher unterschätzt. Die Höhenraten bildeten die Grundlage für die Ableitung von zeitlich linearen Volumen- und Massenänderungen sowohl für das gesamte Eisschild als auch für die sechs bedeutendsten Einzugsgebiete. Die ermittelte Gesamtmassenbilanz beträgt  $-209,5 \pm 35,6 \text{ Gt a}^{-1}$ . Der überwiegende Teil des Massenverlustes wird in den westlichen und südöstlichen küstennahen Bereichen des Eisschildes verzeichnet. Hinsichtlich der Einzugsbereiche wird die größte Abnahme von  $-78,1 \pm 10,1 \text{ Gt a}^{-1}$  für das südöstlichste Gebiet verzeichnet. Hier befinden sich die beiden großen Ausflussgletscher Helheim und Kangerdlussuaq. Für die Einzugsgebiete erfolgte ein Vergleich mit Ergebnissen aus einer GRACE-basierten Lösung der linearen Massenraten. Hier zeigte sich eine gute bis sehr gute Übereinstimmung innerhalb der Fehlergrenzen der Ergebnisse.

In einer Reihe wissenschaftlicher Untersuchungen der letzten Jahrzehnte konnte zweifelsfrei nachgewiesen werden, dass die Schelfeise der Antarktis einen wichtigen Beitrag zur Stabilität des Antarktischen Eisschildes leisten [De Angelis und Skvarca 2003, Scambos u.a. 2004]. Über die klassische Anwendung der Höhenüberwachung hinaus zeigt die dritte Anwendung am Beispiel des Amery-Schelfeises, dass die Zeitreihen der hoch aufgelösten Altimeterprofile der Ableitung von Fließgeschwindigkeiten des Eises dienen können. Anders als bei Eisschilden sind die Topographiemerkmale der Eisoberfläche nicht stationär, sie bewegen sich vielmehr mit dem Eis des Schelfs. Die entwickelte Methodik wurde auf die ICESat-Referenzspur 49 angewendet. Sie verläuft entlang der zentralen Achse des Schelfeises. Im Bereich zwischen  $71,6^\circ$  und  $70,1^\circ$  südlicher Breite wächst die Fließgeschwindigkeit von  $0,83 \pm 0,09 \text{ m d}^{-1}$  auf  $1,02 \pm 0,06 \text{ m d}^{-1}$  an. Eine Validierung zeigte, dass die Ergebnisse und ihre Genauigkeiten durchaus mit denen anderer Verfahren (GPS, InSAR) vergleichbar sind bzw. konkurrieren können. Der große Vorteil des Ansatzes besteht darin, dass die Topographiemerkmale über einen längeren Zeitraum existent bleiben. Er kann somit andere, bereits etablierte Verfahren ergänzen.

Die drei vorgestellten Anwendungen und ihre Ergebnisse zeigen eindrucksvoll das in den ICESat-Laseraltimeterdaten liegende Potential. Gerade durch diese Anwendungsvielfalt der Daten bildete die Mission einen weiteren Meilenstein in der Satellitenaltimetrie, insbesondere bei der kontinuierlichen Überwachung der beiden kontinentalen Eisschilde. Darüber hinaus bilden die durch sie gewonnenen Erkenntnisse eine wichtige Grundlage für die Planung künftiger Satellitenmissionen. Die Daten bleiben aber auch weiterhin interessant. Eine kombinierte Analyse der Daten dieser und künftiger Missionen ermöglicht schließlich noch besser gesicherte Aussagen hinsichtlich langzeitlicher Veränderungen der Eisschilde.



## Literatur

- Abdalati, W. und Krabill, W. (1999). Calculation of ice velocities in the Jakobshavn Isbrae area using airborne laser altimetry. *Remote Sens. Environ.*, 67:194–204.
- Abdalati, W., Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. und Yungel, J. (2002). Airborne laser altimetry mapping of the Greenland ice sheet: application to mass balance assessment. *J. Geodyn.*, 34:391–403.
- Abshire, J., Sun, X., Riris, H., Sirota, J., MCGarry, J., Palm, S., Yi, D. und Liiva, P. (2005). Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) on the ICESat Mission: On-orbit measurement performance. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L21S02.
- Afzal, R., Dallas, J., Lukemire, A., Mamakos, W., Melak, A., Ramos-Izquierdo, L., Schroder, B. und Yu, A. (2002). Space qualification of the Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) laser transmitters. In *Lasers and Electro-Optics, 2002. CLEO '02. Technical Digest. Summaries of Papers Presented at the*, S. 427–428vol.1.
- Afzal, R., Yu, A., Dallas, J., Melak, A., Lukemire, A., Ramos-Izquierdo, L. und Mamakos, W. (2007). The Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) Laser Transmitter. *Selected Topics in Quantum Electronics, IEEE Journal of*, 13(3):511–536.
- Anschütz, H., Eisen, O., Oerter, H., Steinhage, D. und Scheinert, M. (2007). Investigating small-scale variations of the recent accumulation rate in coastal Dronning Maud Land, East Antarctica. *Ann. Glac.*, 46:14–21.
- Anthony, W. Y., Robert, S. A., Joseph, L. D., Anthony, M., Alan, L., Luis, R.-I. und William, M. (2005). *Performance of the GLAS laser transmitter in space*. Technical report.
- Bamber, J. und Payne, A. (2004). *Mass Balance of the Cryosphere: Observations and modelling of contemporary and future changes*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bell, R., Studinger, M., Fahnestock, M. und Shuman, C. (2006). Tectonically controlled subglacial lakes on the flanks of the Gamburtsev Subglacial Mountains, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 33:L02504.
- Bell, R., Studinger, M., Tikku, A., Clarke, G., Gutner, M. und Meertens, C. (2002). Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet. *Nature*, 416:307–310.
- Bennike, O., Mikkelsen, N., Pedersen, H. und Weidick, A., Hrsg. (2004). *Ilulissat Icefjord – A World Heritage Site*. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS), Copenhagen.
- Bindschadler, R. (1998). Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.*, 36(1):79–104.
- Bindschadler, R., Choi, H., Shuman, C. und Markus, T. (2005). Detecting and measuring new snow accumulation on ice sheets by satellite remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 98(4):388–402.
- Bindschadler, R. und Scambos, T. (1991). Satellite-image-derived velocity field of an antarctic ice stream. *Science*, 252(5003):242–246.
- Budd, W. F. (1966). The dynamics of the Amery Ice Shelf. *J. Glac.*, 6(45):335–357.
- Budd, W. F. (1970). The longitudinal stress and strain-rate gradients in ice masses. *J. Glac.*, 9(55):19–27.
- Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., Ablain, M. und Larnicol, G. (2009). Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Global Planet. Change*, 65:83–88.

- Chelton, D., Ries, J., Haines, B., Fu, L. und Callahan, P. (2001). Satellite Altimetry. In Fu, L. und Cazenave, A., Hrsg., *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*, Band 69 von *International Geophysics Series*, S. 1–131. Academic Press.
- Church, J., Gregory, J. u. a. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, chapter Changes in Sea Level, S. 639–693. Cambridge University Press. (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change).
- Clarke, P., Lavallée, D., Blewitt, G., van Dam, T. und Wahr, J. (2005). Effect of gravitational consistency and mass conservation on seasonal surface mass loading models. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L08306.
- Cuffey, K. und Paterson, W. (2010). *The Physics of Glaciers*. Butterworth-Heinemann Verlag, Amsterdam.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P. und Meindl, M., Hrsg. (2007). *Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomical Institute, University of Bern, Switzerland.
- Davis, C. (1997). A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 35(4):974–979.
- De Angelis, H. und Skvarca, P. (2003). Glacier Surge After Ice Shelf Collapse. *Science*, 299:1560–1562.
- Dietrich, R., Maas, H.-G., Båßler, M., Rülke, A., Richter, A., Schwalbe, E. und Westfeld, P. (2007a). Jakobshavn Isbrae, West Greenland: Flow velocities and tidal interaction of the front area from 2004 field observations. *J. Geophys. Res.*, 112:F03S21.
- Dietrich, R., Maas, H.-G., Rülke, A., Scheinert, M., Båßler, M. und Schwalbe, E. (2005). Rezente Vertikale Erdkrustenbewegungen in der Diskobucht/Westgrönland und die Dynamik des Jakobshavn Isbrae. Oral Presentation 22. Internationale Polartagung Jena, Germany.
- Dietrich, R., Popov, S., Richter, A., Lukin, V., Fritsche, M., Lipenkov, V., Yuskevich, A., Wendt, J., Senatorov, A. und Masolov, V. (2007b). Flow Dynamics and Mass Balance of the Ice Sheet above the Southern Part of Subglacial Lake Vostok. In Cooper, A. und Raymond, C., Hrsg., *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings for the 10th Intl. Symp. on Antarctic Earth Sciences*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 172.
- DiMarzio, J., Brenner, A., Schutz, B., Shuman, C. und Zwally, H. (2007). GLAS/ICESat 1 km laser altimetry digital elevation model of Greenland.
- Dowdeswell, J. und Siegert, M. (1999). The dimensions and topographic setting of Antarctic Subglacial lakes and implications for large-scale water storage beneath continental ice sheets. *Geol. Society America Bull.*, 111(2):254–263.
- Ekholm, S. (1996). A full coverage, high-resolution, topographic model of Greenland computed from a variety of digital elevation data. *J. Geophys. Res.*, 101(B10):21961–21972.
- Ekman, M. (1988). The Impact of Geodynamic Phenomena on Systems for Height and Gravity. Nordic Geodetic Commission, 2nd Research School, Ebeltoft, Denmark, 1988.
- Ewert, H., Groh, A. und Dietrich, R. (2012a). Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE. *J. Geodyn.*, 59–60:111–123.
- Ewert, H., Popov, S., Richter, A., Schwabe, J., Scheinert, M. und Dietrich, R. (2012b). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophys. J. Int.*
- Farrell, W. (1972). Deformation of the Earth by Surface Loads. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10(3):761–797.

- Filina, I., Blankenship, D., Thoma, M., Lukin, V., Masolov, V. und Sen, M. (2008). New 3D bathymetry and sediment distribution in Lake Vostok: Implication for pre-glacial origin and numerical modeling of the internal processes within the lake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276(1-2):106–114.
- Forsberg, R. und Tscherning, C. (1981). The Use of Height Data in Gravity Field Approximation by Collocation. *J. Geophys. Res.*, 86(B9):7843–7854.
- Fricker, H., Allison, I., Craven, M., Hyland, G., Ruddell, A., Young, N., Coleman, R., King, M., Krebs, K. und Popov, S. (2002). Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone. *J. Geophys. Res.*, 107(B5):2092.
- Fricker, H., Borsa, A., Minster, B., Carabajal, C., Quinn, K. und Bills, B. (2005). Assessment of ICESat performance at the salar de Uyuni, Bolivia. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L21S06.
- Fricker, H., Hyland, G., Coleman, R. und Young, N. (2000). Digital elevation models for the Lambert Glacier – Amery Ice Shelf System, East Antarctica, from ERS-1 satellite radar altimetry. *J. Glac.*, 46(155):553–560.
- Fu, L. und Cazenave, A. (2001). *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Band 69 von *International Geophysics Series*. Academic Press.
- Gebler, S. (2009). *Fließlinien des Antarktischen und Grönländischen Eisschildes: Berechnung und Interpretation*. Diplomarbeit, Institut für Planetare Geodäsie, TU Dresden.
- GFZ (2011). Release notes for GFZ Potsdam GRACE L-2 products – version RL04.
- Goldstein, R., Engelhardt, H., Kamb, B. und Frolich, R. (1993). Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to an Antarctic Ice Stream. *Science*, 262:1525–1534.
- Greve, R. und Blatter, H. (2009). *Dynamics of ice sheets and glaciers*. Springer Verlag, Dordrecht - Heidelberg - London - New York.
- Groh, A., Ewert, H., Scheinert, M., Fritsche, M., Rülke, A., Richter, A., Rosenau, R. und Dietrich, R. (2012). An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global Planet. Change*, 98–99:45–53.
- Gunter, B., Urban, T., Riva, R., Helsen, M., Harpold, R., Poole, S., Nagel, P., Schutz, B. und Tapley, B. (2009). A comparison of coincident GRACE and ICESat data over Antarctica. *J. Geod.*, 83(11):1051–1060.
- Gysen, H. v. und Coleman, R. (1997). On the satellite altimeter crossover problem. *J. Geod.*, 71:83–96.
- Hanna, E., Huybrechts, P., Janssens, I., Cappelen, J., Steffen, K. und Stephens, A. (2005a). Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003. *J. Geophys. Res.*, 110:D13108.
- Hanna, E., Huybrechts, P., Steffen, K., Cappelen, J., Huff, R., Shuman, C., Irvine-Fynn, T., Wise, S. und Griffiths, M. (2008). Increased Runoff from Melt from the Greenland Ice Sheet: A Response to Global Warming. *J. Climate*, 21(2):331–341. doi: 10.1175/2007JCLI1964.1.
- Hanna, E., McConnell, J., Das, S. und Stephens, A. (2005b). Observed and Modeled Greenland Ice Sheet Snow Accumulation, 1958–2003, and Links with Regional Climate Forcing. *Journal of Climate*, 19:344–358.
- Herring, T. und Quinn, K. (1999). *Atmospheric delay correction to GLAS laser altimeter ranges*. Technical report. Massachusetts Institut of Technology, Cambridge, MA, Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.1.

- Hoaglin, D. und Tukey, J., Hrsg. (1983). *Understanding robust and exploratory data analysis*. John Wiley & Sons., New York - Chichester - Brisbane - Toronto - Singapore.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. und Wasle, E. (2008). *GNSS – Global Navigation Satellite Systems*. Springer, Wien, New York.
- Horwath, M. (2007). *Zur Ermittlung geophysikalischer Massensignale mit Schwerefeldmissionen: Eine Analyse des gegenwärtigen Standes am Beispiel der Antarktis*. PhD thesis, Technische Universität Dresden.
- Horwath, M. und Dietrich, R. (2009). Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. *Geophys. J. Int.*, 177(3):849–864.
- Horwath, M., Dietrich, R., Bäcker, M., Nixdorf, U., Steinhage, D., Fritzsche, D., Damm, V. und Reitmayr, G. (2006). Nivlisen, an Antarctic ice shelf in Dronning Maud Land: geodetic-glaciological results from a combined analysis of ice thickness, ice surface height and ice flow observations. *J. Glac.*, 52(176):17–30.
- Houghton, J., Ding, Y., Griggs, D., Noguer, M., van der Linden, P., Dai, X., Maskell, K. und Johnson, C., Hrsg. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Howat, I., Joughin, I. und Scambos, T. (2007). Rapid Changes in Ice Discharge from Greenland Outlet Glaciers. *Science*, 315(16 March):1559–1561.
- Howat, I., Smith, B., Joughin, I. und Scambos, T. (2008). Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophys. Res. Lett.*, 35:L17505.
- Jezek, K. und product team, R. (2002). RAMP AMM-1 SAR Image Mosaic of Antarctica. Fairbanks, AK: Alaska Satellite Facility, in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media.
- Joughin, I., Abdalati, W. und Fahnestock, M. (2004). Large fluctuations in speed on Greenland’s Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature*, 432:608–610.
- Joughin, I., Fahnestock, M., MacAyeal, D., Bamber, J. und Gogineni, P. (2001). Observation and analysis of ice flow in the largest Greenland ice stream. *J. Geophys. Res.*, 106(D24):34021–34034.
- Joughin, I., Howat, I., Fahnestock, M., Smith, B., Krabill, W., Alley, R., Stern, H. und Truffer, M. (2008). Continued evolution of Jakobshavn Isbræ following its rapid speedup. *J. Geophys. Res.*, 113:F04006.
- Kahmen, H. (2006). *Angewandte Geodäsie: Vermessungskunde*. Walter de Gruyter, Berlin - New York, 20. Ausg.
- Kapitsa, A., Rudley, J., de Q. Robin, G., Siegert, M. und Zotikov, I. (1996). A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature*, 381:684–686.
- Kichak, R. (2003). Independent GLAS Anomaly Review Board Executive Summary.
- King, M., Coleman, R., Morgan, P. und Hurd, R. (2007). Velocity change of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, during the period 1968–1999. *J. Geophys. Res.*, 112:F01013.
- Kotlyakov, V., Vasiliev, L., Kachalin, A., Moskalenskii, M. und Tyufin, A. (2011). Punctuated Equilibrium of the Surface above Subglacial Lake Vostok in Antarctica. *Doklady Earth Sciences*, 438(1):649–651.
- Krabill, W., Abdalati, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. und Yungel, J. (2000). Greenland Ice Sheet: High-Elevation Balance and Peripheral Thinning. *Science*, 289:428–430.

- Krabill, W., Hanna, E., Huybrechts, P., Abdalati, W., Cappelen, J., Csatho, B., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R. und Yungel, J. (2004). Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.*, 31(24).
- Kraus, K. (2000). *Photogrammetrie. Topographische Informationssysteme*. Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn. 3. Band.
- Lambrecht, A. (1998). *Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. Berichte zur Polarforschung 265.
- Lee, C.-K., Seo, K.-W., Han, S.-C., Yu, J. und Scambos, T. (2012). Ice velocity mapping of Ross Ice Shelf, Antarctica by matching surface undulations measured by ICESat laser altimetry. *Remote Sens. Environ.*, 124:251–258.
- Legrésy, B., Papa, F., Remy, F., Vinay, G., van den Bosch, M. und Zanife, O.-Z. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sens. Environ.*, 85:150–163.
- Legrésy, B., Rémy, F. und Blarel, F. (2006). Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies. In *Proc. Symposium on 15 years of Progress in Radar Altimetry, Venice, Italy, 13–18 March 2006*, Noordwijk, The Netherlands. European Space Agency Publication Division. ESA-SP No. 614, paper No. 181.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. und Zhang, T. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapter Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, S. 337–383. Cambridge University Press, Cambridge.
- Li, J. und Zwally, H. (2011). Modeling of firn compaction for estimating ice-sheet mass change from observed ice-sheet elevation change. *Ann. Glac.*, 52(59):1–7.
- Lindner, H., Koksche, G. und Simon, G. (1993). *Physik für Ingenieure*. Fachbuchverlag Leipzig, Leipzig.
- Lingle, C., Hughes, T. und Kollmeyer, R. (1981). Tidal Flexure of Jakobshavns Glacier, West Greenland. *J. Geophys. Res.*, 86(B5):3960–3968.
- Linow, S. (2011). *Deriving Snow Accumulation Rates of Greenland and the Antarctic Ice Sheet from Microwave Remote Sensing Data*. PhD thesis, Bremerhaven.
- Lipenkov, V., Salamatin, A. und Duval, P. (1997). Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications. *J. Glac.*, 43(145):397–407.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N., Korotkevich, Y. und Kotlyakov, V. (1985). A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316:591–596.
- Luckman, A., Murray, T., de Lange, R. und Hanna, E. (2006). Rapid and synchronous ice-dynamic changes in East Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 33:L03503.
- Luthcke, S., Zwally, H., Abdalati, W., Rowlands, D., Ray, R., Nerem, R., Lemoine, F., McCarthy, J. und Chinn, D. (2006). Recent Greenland Ice Mass Loss by Drainage System from Satellite Gravity Observations. *Science*.
- Lythe, M., Vaughan, D. und Consortium, t. B. (2001). BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 106(B6):11–335–11,351.

- Maas, H.-G., Schwalbe, E., Dietrich, R., Baessler, M. und Ewert, H. (2008). Determination of spatio-temporal velocity fields on glaciers in West-Greenland by terrestrial image sequence analysis. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, XXXVII(B8):1419–1424.
- Magruder, L., Webb, C., Urban, T., Silverberg, E. und Schutz, B. (2007). ICESat Altimetry Data Product Verification at White Sands Space Harbor. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 45(1):147–155.
- Marsh, O. und Rack, W. (2012). A method of calculating ice-shelf surface velocity using ICESat altimetry. *Polar Record*, 48(01):25–30.
- Masolov, V., Lukin, V., Sheremetiev, A. und Popov, S. (2001). Geophysical Investigations of the Subglacial Lake Vostok in Eastern Antarctica. *Doklady Earth Sciences*, 379A(6):734–738.
- Masolov, V., Popov, S., Lukin, V., Sheremetyev, A. und Popkov, A. (2006). Russian geophysical studies of Lake Vostok, Central East Antarctica. In Fuetterer, D., Hrsg., *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences*, S. 135–140. Springer, New York.
- McCarthy, D. (1996). *IERS Conventions (1996)*, Band 21 von *IERS Technical Note*. Central Bureau of IERS, Paris.
- Meier, S. und Keller, W. (1990). *Geostatistik: Einführung in die Theorie der Zufallsprozesse*. Akademie-Verlag Berlin.
- Nguyen, A. und Herring, T. (2005). Analysis of ICESat data using Kalman filter and kriging to study height changes in East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L23S03.
- Niemeier, W. (2008). *Ausgleichungsrechnung : statistische Auswertemethoden*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Novotny, K. (2007). *Untersuchung von Meeresspiegelvariationen in der Ostsee: Kombination von Satellitenaltimetrie, Pegelmessungen und einem ozeanographischen Modell*. PhD thesis, Technische Universität Dresden.
- NSIDC (2011a). GLAS altimetry product usage guidance, National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder. <http://nsidc.org/data/icesat/data.html>, Letzter Zugriff: 06.01.2013.
- NSIDC (2011b). National Snow and Ice Data Center: GLAS/ICESat L2 Antarctic and Greenland Ice Sheet Altimetry Data (Release 31). <ftp://n4ftl01u.ecs.nasa.gov/SAN/GLAS/GLA12.033/>, Letzter Zugriff: 15.10.2011.
- Ohmura, A. und Reeh, N. (1991). New precipitation and accumulation maps for Greenland. *JoG*, 37(125):140–148.
- Owens, J. (1967). Optical Refractive Index of Air: Dependence on Pressure, Temperature and Composition. *Appl. Opt.*, 6(1):51–59.
- Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W.-D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F. und Tscherning, C. (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *J. Geod.*, 85(11):819–843.
- Pattyn, F., De Smedt, B. und Souchez, R. (2004). Influence of subglacial Lake Vostok on the regional ice dynamics of the Antarctic ice sheet: a model study. *J. Glac.*, 50(171):583–589 (7).
- Peltier, W. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32:111–149.



- Petit, J., Basile, I., Leruyet, A., Raynaud, D., Lorius, C., Jouzel, J., Stiévenard, M., Lipenkov, V., Barkov, N., Krudryashov, B., Davis, M., Saltzman, E. und Kotlyakov, V. (1997). Four climate cycles in Vostok ice core. *Nature*, 387:359–360.
- Petit, J., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. und Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399:429–436.
- Phillips, H., Ridgway, J., Minster, J.-B., Yi, D. und Bentley, C. (1999). *Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) – Tidal correction*. Technical report. Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.0.
- Popov, S. und Chernoglazov, Y. (2011). Podlednikovoe ozero Vostok, Vostochnaya Antarktida: beregovaya liniya i okruzhayushchie vodoemy [Vostok Subglacial Lake, East Antarctica: lake shoreline and subglacial water caves]. *Ice and Snow*, N1(113):12–24.
- Popov, S. und Leitchenkov, G. (1997). Radio-Echo Sounding Investigations of Western Dronning Maud Land and North-Eastern Coats Land, East Antarctica. *Polarforschung*, 67(3):155–161.
- Popov, S. und Masolov, V. (2007). Forty-seven new subglacial lakes in the 0–110° E sector of East Antarctica. *J. Glac.*, 53(181):289–297.
- Pritchard, H., Arthern, R., Vaughan, D. und Edwards, L. (2009). Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461:971–975.
- Reeh, N. (1991). Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet. *Polarforschung*, 59(3):113–128.
- Reeh, N. (1999). Mass balance of the Greenland ice sheet: Can modern observation methods reduce uncertainty? *Geografiska Annaler Series A*, 81 A(4):735 – 742.
- Reigber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K.-H., Schwintzer, P. und Zhu, S. (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S. *J. Geodyn.*, 39:1–10.
- Rémy, F., Shaeffer, P. und Legrésy, B. (1999). Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets. *Geophys. J. Int.*, 139:645–656.
- Richter, A., Popov, S., Dietrich, R., Lukin, V., Fritsche, M., Lipenkov, V., Matveev, A., Wendt, J., Yuskevich, A. und Masolov, V. (2008). Observational evidence on the stability of the hydro-glaciological regime of subglacial Lake Vostok. *Geophys. Res. Lett.*, 35:L11502.
- Rignot, E., Box, J., Burgess, E. und Hanna, E. (2008). Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophys. Res. Lett.*, 35. L20502.
- Rignot, E. und Kanagaratnam, P. (2006). Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, 311:986–990.
- Robin, G. d. Q., Drewry, D. und Meldrum, D. (1977). International Studies of Ice Sheet and Bedrock. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, 279(963):185–196.
- Robin, G. d. Q., Swithinbank, C. und Smith, B. (1970). Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet. In *International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE), Hanover, USA, 1968*, Band 86, S. 97–115. International Association of Scientific Hydrology.

- Robinson, R. (1960). Experiment in visual orientation during flights in the Antarctic. *Bulletin of the Soviet Antarctic Expeditions*, 18:28–29.
- Roemer, S., Legrésy, B., Horwath, M. und Dietrich, R. (2007). Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok / Antarctica. *Remote Sens. Environ.*, 106:269–284.
- Rott, H. (2009). Advances in interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in earth system science. *Progress in Physical Geography*, 33(6):769–791.
- Rummel, R. und Sansò, F. (1993). *Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. Lecture Notes in Earth Sciences 50.
- Scambos, T., Bohlander, J., Shuman, C. und Skvarca, P. (2004). Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 31:L18402.
- Scambos, T., Dutkiewicz, M., Wilson, J. und Bindshadler, R. (1992). Application of Image Cross-Correlation to the Measurement of Glacier Velocity Using Satellite Image Data. *Remote Sens. Environ.*, 42(3):177–186.
- Scambos, T., Haran, T., Fahnestock, M., Painter, T. und Bohlander, J. (2007). MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size. *Remote Sens. Environ.*, 111(2–3):242–257. Remote Sensing of the Cryosphere Special Issue.
- Schrama, E. (1989). *The role of orbit errors in processing of satellite altimeter data*. Netherlands Geodetic Commission, Delft. Publication on Geodesy 33.
- Schutz, B., Zwally, H., Shuman, C., Hanock, D. und DiMarzio, J. (2005). Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L21S01.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin – New York, 2. Ausg.
- Shepherd, A., Wingham, D., Payne, T. und Skvarca, P. (2003). Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. *Science*, 302:856–859.
- Shuman, C., Harding, D., Cornejo, H. und Suchdeo, V. P. (2010). ICESat (2003-2009) Elevation Change Accuracy Assessment and Bias Correction at Large Subglacial Lake Sites, Antarctica.
- Shuman, C., Zwally, H., Schutz, B., Brenner, A., DiMarzio, J., Suchdeo, V. und Fricker, H. (2006). ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment. *Geophys. Res. Lett.*, 33:L07501.
- Siegert, M. (2008). Antarctic subglacial topography and ice-sheet evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(4):646–660.
- Siegert, M., Ellis-Evans, J., Tranter, M., Mayer, C., Petit, J.-R., Salamatin, A. und Priscu, J. (2001). Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes. *Nature*, 414:603–609.
- Siegert, M., Popov, S. und Studinger, M. (2011). Vostok subglacial lake: A review of geophysical data regarding its discovery and topographic setting. In *AGU Geophysical Monograph Serie*, Band 192, S. 45–60.
- Siegfried, M., Hawley, R. und Burkhart, J. (2011). High-Resolution Ground-Based GPS Measurements Show Intercampaign Bias in ICESat Elevation Data Near Summit, Greenland. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(9):3393–3400.
- Slobbe, D., Ditmar, P. und Lindenbergh, R. (2009). Estimating the rates of mass change, ice volume change and snow volume change in Greenland from ICESat and GRACE data. *Geophys. J. Int.*, 176:95–106.

- Smith, E. und Weintraub, S. (1953). The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *J. Res. Natl. Bur. Stand.*, 50:39–41.
- Smith, W. und Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophys.*, 55:293–305.
- Snyder, J. (1987). *Map Projection – A Working Manual*. United States Government Printing Office, Washington.
- Sohn, H.-G., Jezek, K. und van der Veen, C. (1998). Jakobshavn Glacier, West Greenland: 30 years of spaceborne observations. *Geophys. Res. Lett.*, 25(14):2699–2702.
- Somov, M. (1958). Soviet Research on the Antarctic Continent. *Information Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition*, 1:1–4. translated from Russian.
- Sørensen, L., Simonsen, S., Nielsen, K., Lucas-Picher, P., Spada, G., Adalgeirsdottir, G., Forsberg, R. und Hvidberg, C. (2011). Mass balance of the Greenland ice sheet (2003–2008) from ICESat data – the impact of interpolation, sampling and firn density. *The Cryosphere*, 5(1):173–186.
- Spada, G. und Stocchi, P. (2007). SELEN: A Fortran 90 program for solving the 'sea-level equation'. *Comput. Geosci.*, 33:538–562.
- Spinhirne, J. D., Palm, S. P., Hart, W. D., Hlavka, D. L. und Welton, E. J. (2005). Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L22S03.
- Studinger, M. (1998). *Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana*. Number 276 in Berichte zur Polarforschung. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Bremerhaven.
- Studinger, M., Bell, R., Karner, G., Tikku, A., Holt, J., Morse, D., Richter, T., Kempf, S., Peters, M., Blankenship, D., Sweeney, R. und Rystrom, V. (2003a). Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205(3-4):195–210.
- Studinger, M., Bell, R. und Tikku, A. (2004). Estimating the depth and shape of subglacial Lake Vostok's water cavity from aerogravity data. *Geophys. Res. Lett.*, 31:L12401.
- Studinger, M., Karner, G., Bell, R., Levin, V., Raymond, C. und Tikku, A. (2003b). Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216(4):663–677.
- Tabacco, I., Bianchi, C., Zirizzotti, A., Zuccheretti, E., Forieri, A. und Vedova, A. (2002). Airborne radar survey above Vostok region, east-central Antarctica: ice thickness and Lake Vostok geometry. *J. Glac.*, 48(160):62–69.
- Tapley, B., Bettadpur, S., Watkins, M. und Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.*, 31:L09607.
- Thoma, M., Grosfeld, K. und Mayer, C. (2008). Modelling accreted ice in subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 35:L11504.
- Thoma, M., Grosfeld, K., Mayer, C. und Pattyn, F. (2011). Ice flow sensitivity to boundary processes: A coupled model study in the Subglacial Lake Vostok area. *Ann. Glac.*
- Thomas, R., Akins, T., Csatho, B., Fahnestock, M., Gogineni, P., Kim, C. und Sonntag, J. (2000). Mass Balance of the Greenland Ice Sheet at High Elevations. *Science*, 289:426–428.

- Thomas, R., Csatho, B., Davis, C., Kim, C., Krabill, W., Manizade, S., McConnell, J. und Sonntag, J. (2001). Mass balance of higher-elevation parts of the Greenland ice sheet. *J. Geophys. Res.*, 106(D24):33707–33716.
- Thomas, R., Davis, C., Frederick, E., Krabill, W., Li, Y., Manizade, S. und Martin, C. (2008). A comparison of Greenland ice-sheet volume changes derived from altimetry measurements. *J. Glac.*, 54(185):203–212.
- Thomas, R., Frederick, E., Krabill, W., Manizade, S. und Martin, C. (2006). Progressive increase in ice loss from Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 33:L10503.
- Urban, T. und Schutz, B. (2005). ICESat sea level comparisons. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L23S10.
- Vaughan, D. (1994). Investigating tidal flexure on an ice shelf using kinematic GPS. *Ann. Glac.*, 20:372–376.
- Wahr, J., Molenaar, M. und Bryan, F. (1998). Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.*, 103(B12):30205–30229.
- Wakker, K. F., Zandenbergen, R. C. A., Geldorp, G. H. M. und Ambrosius, B. A. C. (1988). From satellite altimetry to ocean topography: A survey of data processing techniques. *Int. J. Remote Sensing*, 9:1797–1818.
- Weidick, A. (1985). Review of glacier changes in West Greenland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, 21:301–309.
- Weidick, A. (1992). Jakobshavn Isbræ area during the climatic optimum. *Rap. Grøn. Geol. Und.*, 155:67–72.
- Weidick, A. und Bennike, O. (2007). Quaternary Glaciation History and Glaciology of Jakobshavn Isbræ and the Disk Bugt Region, a Review. *Geological Survey of Denmark and Greenland*, (Bulletin 14):78.
- Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *Audio and Electroacoustics, IEEE Transactions on*, 15(2):70–73.
- Wendt, A. (2005). *Berichte zu Polar- und Meeresforschung*, Band 511, chapter Untersuchungen zu gezeitenbedingten Höhenänderungen des subglazialen Lake Vostok, Antarktika. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Wendt, A., Dietrich, R., Wendt, J., Fritsche, M., Lukin, V., Yuskevich, A., Kokhanov, A., Senatorov, A., Shibuya, K. und Doi, K. (2005). The response of the subglacial Lake Vostok, Antarctica, to tidal and atmospheric pressure forcing. *Geophys. J. Int.*, 161:41–49.
- Wendt, J., Dietrich, R., Fritsche, M., Wendt, A., Yuskevich, A., Kokhanov, A., Senatorov, A., Lukin, V., Shibuya, K. und Doi, K. (2006). Geodetic observations of ice flow velocities over the southern part of subglacial Lake Vostok, Antarctica, and their glaciological implications. *Geophys. J. Int.*, 166:991–998.
- Wilhelm, F. (1975). *Schnee- und Gletscherkunde*. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- Williams, J. (2001). Application of a three-dimensional numerical model to Lake Vostok: An Antarctic subglacial lake. *Geophys. Res. Lett.*, 28(3):531–534.
- Winebrenner, D., Arthern, R. und Shuman, C. (2001). Mapping Greenland accumulation rates using observations of thermal emission at 4.5-cm wavelength. *J. Geophys. Res.*, 106(D24):33919–33934.
- Wingham, D., Ridout, A., Scharroo, R., Arthern, R. und Shum, C. (1998). Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996. *Science*, 282.
- Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A. und Marshall, G. (2006). Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 364:1627–1635.

- Wright, A. und Siegert, M. J. (2011). The identification and physiographical setting of Antarctic subglacial lakes: An update based on recent discoveries. *in Antarctic Subglacial Aquatic Environments, Geophys. Monogr. Ser.*
- Wüest, A. und Carmack, E. (2000). A priori estimates of mixing and circulation in the hard-to-reach water body of Lake Vostok. *Ocean Modelling*, 2:29–43.
- Young, N. und Hyland, G. (2002). Velocity and strain rates derived from InSAR analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Ann. Glac.*, 34:228–234.
- Zwally, H. u. a. (1989). Growth of Greenland Ice Sheet: Measurement. *Science*, 246:1–587–1,589.
- Zwally, H., Giovinetto, M., Li, J., Cornejo, H., Beckley, M., Brenner, A., Saba, J. und Yi, D. (2005). Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *J. Glac.*, 51(175):509–527.
- Zwally, H., Jun, L., Brenner, A., Beckley, M., Cornejo, H., Dimarzio, J., Giovinetto, M., Neumann, T., Robbins, J., Saba, J., Donghui, Y. und Wang, W. (2011). Greenland ice sheet mass balance: distribution of increased mass loss with climate warming; 200307 versus 19922002. *J. Glac.*, 57(201):88–102.
- Zwally, H., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, C., Brenner, A., Bufton, J., Dezio, J., Hancock, D., Harding, D., Herring, T., Minster, B., Quinn, K., Palm, S., Spinhirne, J. und Thomas, R. (2002). ICESat’s laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *J. Geodyn.*, 34(3-4):405–445.